

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y
Astrofísica



PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE SUELOS DE LOS
PIEDEMONTES PLIO-PLEISTOCENOS Y DE LAS TERRAZAS
CUATERNARIAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA :
IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

María Felicidad Bógalo Román

Bajo la dirección de los doctores
María Luisa Osete López
Alfredo Pérez-González

Madrid, 2003

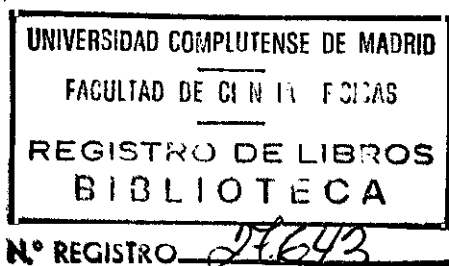


TI-1999/36

MARÍA FELICIDAD BÓGALO ROMÁN

**PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE SUELOS DE LOS
PIEDEMONTES PLIO-PLEISTOCENOS Y DE LAS TERRAZAS
FLUVIALES CUATERNARIAS DEL CENTRO DE LA
PENINSULA IBERICA. IMPLICACIONES
PALEOAMBIENTALES**

Memoria presentada para optar al
grado de Doctor en Ciencias Físicas.



Directores: María Luisa Osete López
Alfredo Pérez González

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
1999

Este trabajo se ha realizado gracias a una beca predoctoral de la Universidad Complutense de Madrid, una beca de Intercambio entre la Universidad Complutense y la Universidad Nacional Autónoma de México y a diferentes estancias en el Instituto de Geofísica del ETH de Zurich.

Además ha sido financiado por varios proyectos de investigación: PB93-0193 de la DGICYT, convenio ENRESA-ITGE nº 721014 del contrato de la Unión Europea F12W/CT91/0075 y CHRX-CT93-0315, también de la Unión Europea.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN **1**

CAPÍTULO 1: Antecedentes del estudio de propiedades magnéticas en suelos **5**

| | |
|---|----|
| 1.1.- Minerales ferromagnéticos habitualmente presentes en los suelos | 7 |
| 1.2.- Estudios de magnetismo en suelos | 8 |
| 1.3.- Origen de las variaciones de los parámetros magnéticos con la profundidad en los suelos | 9 |
| 1.4.- Reconstrucción paleoclimática a partir de paleosuelos | 9 |
| 1.5.- Información paleoclimática durante el Pleistoceno y Holoceno en el centro de la Península Ibérica | 10 |

CAPÍTULO 2: Propiedades magnéticas de las rocas. Fundamentos **13**

| | |
|--|----|
| 2.1.- Propiedades magnéticas de los materiales | 15 |
| 2.1.1.- Diamagnetismo y paramagnetismo | 15 |
| 2.1.2.- Ferromagnetismo | 17 |
| 2.1.3.- Antiferromagnetismo | 19 |
| 2.1.4.- Ferrimagnetismo | 21 |
| 2.2.- Principales minerales magnéticos presentes en rocas y sedimentos | 23 |
| 2.2.1.- Magnetita | 23 |
| 2.2.2.- Maghemita | 24 |
| 2.2.3.- Hematites | 25 |
| 2.2.4.- Oxihidróxidos de hierro | 26 |
| 2.2.5.- Sulfuros de hierro | 28 |
| 2.3.- Dominios magnéticos | 29 |
| 2.3.1.- Introducción | 29 |
| 2.3.2.- Estados magnéticos de una partícula | 30 |
| 2.3.3.- Granos dominio simple (SD) y estado superparamagnético (SP) | 31 |
| 2.3.4.- Granos multidominio (MD) | 34 |
| 2.3.5.- Granos pseudo dominio simple (PSD) | 35 |
| 2.4.- Histéresis magnética de granos dominio simple (SD) | 35 |
| 2.4.1.- Susceptibilidad, remanencia y coercitividad de granos SD | 35 |
| 2.4.2.- Magnetización superparamagnética | 38 |
| 2.5.- Histéresis magnética de granos multidominio (MD) | 39 |
| 2.5.1.- Desplazamiento de las paredes, nucleación y rotación de dominios | 39 |

| | |
|--|----|
| 2.5.2.- Susceptibilidad, remanencia y coercitividad de granos MD | 40 |
| 2.6.- Técnicas de análisis de tamaño de grano e identificación de minerales | 42 |
| 2.6.1.- Histéresis y granulometría magnética | 42 |
| 2.6.2.- Análisis de la susceptibilidad magnética | 46 |
| 2.6.3.- Remanencias magnéticas adquiridas en el laboratorio | 50 |
| 2.6.4.- Determinación de la temperatura de Curie (T_c) e identificación de minerales | 53 |
| 2.6.5.- Nuevos parámetros magnéticos definidos en este estudio | 54 |
| 2.7.- Resumen de parámetros magnéticos | 59 |

CAPÍTULO 3: Marco edafológico y geológico **61**

| | |
|---|----|
| 3.1.- Principios básicos de edafología | 63 |
| 3.1.1.- Qué es un suelo | 63 |
| 3.1.2.- Caracterización de los horizontes genéticos | 64 |
| 3.1.3.- Formación de los suelos | 66 |
| 3.1.4.- Influencia del material originario sobre las características del suelo | 67 |
| 3.1.5.- Relación suelo-clima | 67 |
| 3.1.6.- Relación suelo-tiempo | 70 |
| 3.2.- Descripción geomorfológica y edafológica de los sistemas de terrazas investigados | 73 |
| 3.2.1.- Sistema de terrazas del río Jarama (área de Casa de Uceda) | 73 |
| 3.2.2.- Sistema de terrazas del río Arlanzón (área de Atapuerca) | 77 |
| 3.2.3.- Sistema de terrazas del río Tajo (área de Talavera de la Reina) | 81 |

CAPÍTULO 4: Objetivos y metodología **87**

| | |
|---|----|
| 4.1.- Objetivos generales | 89 |
| 4.2.- Metodología en el estudio de propiedades magnéticas de suelos de sistemas de terrazas | 89 |
| 4.2.1.- Trabajo de campo | 89 |
| 4.2.2.- Trabajo de laboratorio | 90 |
| 4.2.3.- Análisis e interpretación de los resultados | 92 |

CAPÍTULO 5: Descripción magnética de los suelos del río Jarama **95**

| | |
|--|-----|
| 5.1.- Descripción de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 97 |
| 5.1.1.- Llanura aluvial (+ 3-5 m) (perfil UC0) | 97 |
| 5.1.2.- Terraza de +8-10 m (perfiles UC10 y UC11) | 103 |

| | |
|---|-----|
| 5.1.3.- Terraza de +32 m (perfil UC13) | 113 |
| 5.1.4.- Terraza de +80 m (perfiles UC12 y UC23) | 118 |
| 5.1.5.- Terraza de +90 m (perfil UC21) | 128 |
| 5.1.6.- Terraza de +110 m (perfil UC14) | 134 |
| 5.1.7.- Terraza de +150 m (perfiles UC16 y UC19) | 138 |
| 5.1.8.- Piedemonte de la Raña de +180 m (perfiles UC15 y UC18) | 148 |
| 5.1.9.- Piedemonte de la Raña de +210 m (Matarrubia) (perfil UC17) | 157 |
| 5.2.- Experimentos termomagnéticos | 163 |
| 5.3.- Discusión e interpretación de los resultados | 168 |
| 5.3.1.- Análisis de los ciclos de histéresis | 168 |
| 5.3.2.- Análisis de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 170 |
| 5.3.3.- Variación de los parámetros magnéticos con la edad | 172 |
| 5.4.- Conclusiones | 178 |

CAPÍTULO 6: Descripción magnética de los suelos del río Arlanzón **181**

| | |
|--|-----|
| 6.1.- Descripción de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 183 |
| 6.1.1. Llanura aluvial (+0.5-1 m) (perfil ARL0) | 183 |
| 6.1.2.- Terraza de +3 m (perfil ARL6) | 188 |
| 6.1.3.- Terraza de +10 m (perfil ARL5) | 193 |
| 6.1.4.- Terraza de +20 m (perfil ARL4) | 199 |
| 6.1.5.- Terraza de +35 m (perfil ARL3) | 204 |
| 6.1.6.- Terraza de +60 m (perfil ARL2) | 209 |
| 6.2.- Experimentos termomagnéticos | 215 |
| 6.3.- Discusión e interpretación de los resultados | 218 |
| 6.3.1.- Análisis de los ciclos de histéresis | 218 |
| 6.3.2.- Análisis de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 220 |
| 6.3.3.- Variación de los parámetros magnéticos con la edad | 222 |
| 6.4.- Conclusiones | 227 |

CAPÍTULO 7: Descripción magnética de los suelos del río Tajo **229**

| | |
|--|-----|
| 7.1.- Descripción de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 231 |
| 7.1.1.- Terraza de +7-9 m (perfil TR12.1) | 231 |
| 7.1.2.- Terraza de +20 m (perfil TR11.1) | 236 |
| 7.1.3.- Terraza de +30 m (perfil TR10.1) | 240 |
| 7.1.4.- Terraza de +45-50 m (perfiles TR9.1 y TR9.2) | 244 |
| 7.1.5.- Terraza de +60-65 m (perfiles TR8.1 y TR8.2) | 253 |

| | |
|---|-----|
| 7.1.6.- Terraza de +75-80 m (perfiles TR7.1, TR7.2, TR7.4 y TR7.5) | 262 |
| 7.1.7.- Terraza de +95-100 m (perfil TR6.1) | 278 |
| 7.1.8.- Terraza de +105 m (perfiles TR5.1 y TR5.2) | 282 |
| 7.1.9.- Terraza de +115-120 m (perfil TR4.1) | 290 |
| 7.1.10.- Terraza de +130 m (perfiles TR3.1, TR3.2 y TR3.3) | 294 |
| 7.1.11.- Terraza de +155 m (perfiles TR2.1, TR2.2 y TR2.3) | 307 |
| 7.1.12.- Terraza de +185 m (perfil TR1.1) | 320 |
| 7.1.13.- Piedemonte de la Raña de +245-250 m (perfil TR.R) | 325 |
| 7.2.- Experimentos termomagnéticos | 331 |
| 7.3.- Discusión e interpretación de los resultados | 333 |
| 7.3.1.- Análisis de los ciclos de histéresis | 333 |
| 7.3.2.- Análisis de los perfiles de parámetros magnéticos frente a la profundidad | 334 |
| 7.3.3.- Variación de los parámetros magnéticos con la edad | 336 |
| 7.4.- Conclusiones | 341 |

CAPÍTULO 8: Integración y comparación de los resultados obtenidos en los tres sistemas de terrazas

343

| | |
|--|-----|
| 8.1.- Estimación de la concentración de minerales ferromagnéticos en estado superparamagnético (SP) | 345 |
| 8.2.- Caracterización de los horizontes magnéticos de un suelo | 347 |
| 8.3.- Llanura aluvial en los diferentes sistemas de terrazas | 348 |
| 8.4.- Variación en la concentración de minerales ferromagnéticos con la edad | 349 |
| 8.4.1.- Minerales ferromagnéticos en estado dominio simple (SD) | 349 |
| 8.4.2.- Minerales ferromagnéticos en estado superparamagnético (SP) | 356 |
| 8.5.- Implicaciones paleoambientales | 358 |
| 8.6.- Conclusiones | 359 |

CAPÍTULO 9: Conclusiones

363

REFERENCIAS

367

INTRODUCCIÓN

En estas últimas décadas se está dedicando un especial esfuerzo por conocer los cambios climáticos que están teniendo lugar tanto a escala global como local. Estos cambios medioambientales pueden estar enmarcados dentro de ciclos naturales de largo periodo, o bien, pueden ser producto de la actividad humana. Para conocer el origen de estas variaciones en el medio ambiente es necesario utilizar nuevas técnicas de investigación que nos permitan extender dichos estudios hacia el pasado.

Los cambios ambientales que tuvieron lugar en épocas geológicas pasadas no se pueden estudiar por medio de observaciones directas, tan solo, únicamente, a partir de los efectos permanentes que dichos cambios hayan producido. En este sentido son de gran importancia los registros geológicos, ya que constituyen una memoria fósil de las variaciones ambientales. Para la interpretación de dicha memoria fósil habrá que hacer uso de diferentes marcadores, en los cuales quede impresa la huella de los cambios ambientales.

A finales de los años 80 comenzaron a aplicarse de manera sistemática las técnicas de *magnetismo de rocas* en materiales recientes (sedimentos marinos y lacustres, secuencias de loess y paleosuelos, suelos, etc), relacionando el tipo de minerales magnéticos y sus propiedades magnéticas con efectos ambientales. En la actualidad ya se ha acuñado un término para este tipo de estudios: *magnetismo ambiental*, que se ha convertido en una nueva línea de investigación muy fructífera dentro del ámbito de las ciencias del medio ambiente. Esta técnica cuenta con la ventaja de ser rápida, barata y no destructiva.

El *magnetismo ambiental* consiste en el estudio de las propiedades magnéticas de ciertos materiales cuya respuesta magnética está relacionada con parámetros medioambientales, tales como temperatura, precipitación, dirección y velocidad del viento, etc. Por lo tanto, esta disciplina puede ser muy útil en las investigaciones paleoclimáticas.

La primera descripción explícita del *magnetismo ambiental* como un campo de estudio diferenciado la realizó Thompson *et al.* en 1980. Estos autores mostraron cómo los parámetros magnéticos de los minerales se pueden usar para la comprensión de cuestiones concernientes a un amplio rango de estudios ambientales. Ello es así debido a que los minerales magnéticos se encuentran presentes en casi todos los materiales naturales. Las condiciones ambientales influyen en los procesos de transporte, depósito y transformación de los materiales naturales determinando la concentración, tamaño y tipo de minerales magnéticos presentes en ellos. Además, determinados conjuntos de minerales magnéticos son característicos de ciertos materiales originales y/o mecanismos de transporte.

En los sistemas que estudia el magnetismo ambiental, tales como sedimentos de lagos, mar y secuencias continentales (loess-paleosuelos, suelos), existen conexiones entre el origen de los sedimentos, su alteración, los procesos de transporte y deposicionales y los registros de las propiedades magnéticas. Aunque menos frecuentes debido a la dificultad para encontrar sistemas de terrazas continuas y bien conservadas, los estudios de propiedades magnéticas en suelos de terrazas

han mostrado que también es posible utilizar estos sistemas con objetivos paleoambientales.

En este trabajo se desarrolla por primera vez un estudio sistemático y detallado de propiedades magnéticas de suelos sobre sistemas aluviales en la Península Ibérica que permitirá inferir características ambientales del pasado. En él se investigan tres cronosecuencias de suelos desarrollados en las terrazas de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón.

Los suelos desarrollados bajo clima mediterráneo son buenos generadores de minerales magnéticos, constituyendo el marco más adecuado para realizar este tipo de trabajos. Por lo cual, los sistemas de terrazas objeto de estudio constituyen un medio favorable para la realización de una investigación detallada de magnetismo ambiental. Por otra parte, estas cronosecuencias de suelos investigados abarcan desde el Plioceno hasta el Holoceno (Tajo y Jarama) y desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno (Arlanzón). Esto permitirá discriminar entre cambios paleoambientales locales y globales en el centro de la Península Ibérica.

Esta memoria se divide en nueve capítulos:

Capítulo 1, se realiza un breve repaso histórico acerca del magnetismo ambiental aplicado a suelos y se presentan algunos de los resultados más importantes obtenidos hasta la actualidad.

Capítulo 2, se describen algunos de los fundamentos teóricos acerca del magnetismo de rocas y técnicas de análisis de tamaño de granos e identificación de minerales.

Capítulo 3, se exponen los fundamentos básicos de edafología, utilizados en este trabajo y se describe el marco geológico y edafológico de las diferentes áreas de estudio.

Capítulo 4, se señalan los objetivos y se describe la metodología propuesta para el análisis de las propiedades magnéticas de los suelos.

Capítulos 5, 6 y 7, en los que se describen detalladamente las propiedades magnéticas de cada uno de los suelos correspondientes a los ríos Jarama, Arlanzón y Tajo y se analizan los resultados obtenidos en función de la edad de las terrazas.

Capítulo 8, se comparan los resultados extraídos para cada uno de los sistemas de terrazas en función de las edades de las mismas y se discute acerca de la evolución de los diferentes parámetros magnéticos con el tiempo y con factores medioambientales.

Capítulo 9, se exponen las conclusiones generales del trabajo.

CAPÍTULO 1

Antecedentes del estudio de propiedades magnéticas en suelos

1.1.- MINERALES FERROMAGNÉTICOS HABITUALMENTE PRESENTES EN LOS SUELOS

Los minerales ferromagnéticos (*sensu lato*), es decir, ferri- y antiferromagnéticos, habitualmente presentes en los suelos son óxidos de hierro (magnetita, maghemita, hematites) e hidróxidos de hierro (goetita). Estos compuestos están dispersos en forma de partículas finas dentro de una matriz no magnética formada por componentes diamagnéticos (cuarzo, carbonato cálcico, materia orgánica y agua) y minerales paramagnéticos, tanto primarios como secundarios de manera que, en suelos ricos en hierro pero pobres en minerales ferrimagnéticos, los minerales paramagnéticos contribuyen de manera significativa al valor total de la susceptibilidad magnética. En una muestra de suelo, las propiedades magnéticas reflejan el tipo de minerales presentes, su concentración y estado magnético.

Los minerales ferromagnéticos presentes en los suelos proporcionan valiosa información acerca de los procesos de formación del suelo y de la naturaleza del material originario. La formación de óxidos e hidróxidos de hierro depende de las condiciones ambientales y, por tanto, la presencia de determinados minerales de hierro y su concentración, pueden reflejar variaciones ambientales durante el tiempo de formación de los suelos (Le Borgne, 1955; Tite y Linington, 1975; Schwertmann, 1971).

En cuanto a los minerales antiferromagnéticos, la goetita es el mineral más importante en suelos bien drenados formados bajo condiciones de humedad, mientras que la hematites predomina en ambientes más secos y situaciones altamente oxidantes. Schwertmann y Taylor (1977) sugirieron que, incluso en ambientes altamente oxidantes que permiten la formación de hematites, la goetita puede estar presente. En suelos de climas cálidos la asociación más extendida de entre los óxidos de hierro es el par goetita-hematites (Schwertmann, 1988). La lepidocrocita (hidróxido de hierro y mineral paramagnético a temperatura ambiente), aunque menos estable que la goetita, se ha encontrado en algunos suelos de todo el mundo, estando, con frecuencia, asociada con goetita y a veces con ferrihidrita, pero raras veces con hematites. Este mineral está presente normalmente en nódulos y bandas dentro de los suelos, fundamentalmente con signos de gleificación, aunque raramente se encuentra en la matriz del suelo (Schwertmann, 1988). Respecto a los óxidos ferrimagnéticos, sólo la magnetita y maghemita son normalmente importantes en los suelos. La magnetita se puede presentar tanto como mineral primario, derivado de rocas ígneas, especialmente básicas, como mineral secundario formado en el suelo por diferentes procesos químicos. La maghemita es un mineral secundario originado, principalmente, por oxidación a baja temperatura de la magnetita y deshidratación de lepidocrocita.

1.2.- ESTUDIOS DE MAGNETISMO EN SUELOS

Los primeros estudios de magnetismo de suelos trataban de caracterizarlos mediante la medida de la susceptibilidad magnética (χ), quizás porque se trata del parámetro magnético más sencillo y rápido de determinar. Entre los primeros trabajos de susceptibilidad magnética en suelos, los estudios más detallados fueron realizados por Le Borgne (1955, 1960). Este autor fue el primero que observó la variación de los valores de susceptibilidad magnética con la profundidad en los suelos, identificando un aumento en el valor de este parámetro magnético en la parte superficial de aquellos suelos que habían sido quemados. Sin embargo, también observó que los valores de susceptibilidad podían aumentar en la parte superficial de los suelos, aunque éstos no se hubieran quemado, durante la fase de secado en los ciclos húmedos/secos del suelo. Físicos rusos, como por ejemplo, Babanin (1973), Babanin *et al.* (1975) y Vadyunina y Smirnov (1976) aplicaron las medidas de susceptibilidad para caracterizar la morfología y génesis de la mayoría de los grupos de suelos dentro de la antigua URSS. Mullins (1974) y Mullins y Tite (1973) dedicaron especial atención a la medida de propiedades magnéticas en suelos desde el punto de vista de prospección arqueológica. Tite y Linington (1975) fueron los primeros en especular acerca de los efectos del clima en la susceptibilidad magnética, señalando que la precipitación y las diferencias de temperatura favorecen los procesos de oxidación-reducción, especialmente en los suelos desarrollados bajo clima mediterráneo. Mullins (1977) identificó diferentes mecanismos para la formación de maghemita, la cual fue considerada como la causa del aumento del valor de la susceptibilidad magnética en la parte superficial del suelo.

Estudios más recientes han mostrado que los valores de susceptibilidad magnética dependen, además, de la litología del material original (Maher, 1986), la topografía (Rummery *et al.* 1979; Dearing *et al.*, 1985), la erosión (Dearing *et al.*, 1981) y la edad (Singer *et al.*, 1992). Por otra parte, procesos de autigénesis, diagénesis, transporte y disolución de minerales de hierro, junto con adición de hierro gracias a los procesos de alteración durante la formación de los suelos, producen diferenciación vertical en las propiedades magnéticas del suelo (Babanin *et al.*, 1975; Maher, 1984, 1986; Singer y Fine, 1989;). Por tanto, los minerales magnéticos pueden responder y reflejar los procesos de formación de los suelos. Trabajos como los realizados por Dearing (1979), Maher (1986), Thompson y Oldfield (1986) y Singer y Fine (1989) relacionaron las características magnéticas observadas con los diferentes regímenes de suelos. Otros autores han realizado también estudios magnéticos en cronosecuencias de suelos en los que, considerando que el material original no ha cambiado con el tiempo, los perfiles de propiedades magnéticas muestran aumento de los valores de las mismas en la parte superficial del suelo, pudiéndose relacionar éstas con el tiempo (Singer *et al.*, 1992; Verosub y Roberts, 1995) y también con el clima (Maher y Thompson, 1995).

1.3.- ORIGEN DE LAS VARIACIONES DE LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS CON LA PROFUNDIDAD EN LOS SUELOS

Numerosos autores han puesto de manifiesto el aumento del valor de los parámetros magnéticos en la parte superficial de la mayor parte de los suelos de climas templados (Le Borgne, 1955 en Francia; Neumesister y Peschel, 1968 en Alemania; Mullins y Tite, 1973; Longworth *et al.*, 1979; Maher, 1984, 1986 en el Reino Unido; Tite y Linington, 1975 en el Reino Unido, en alguna región del Mediterráneo y en el trópico; Singer y Fine, 1989 en U.S.A.; Bógalo *et al.*, 1996 en la Península Ibérica). Este aumento en la susceptibilidad magnética está producido por pequeñas cantidades de minerales ferrimagnéticos de granos ultrafinos. Mullins (1977) propuso diferentes mecanismos para explicar este fenómeno: efecto del fuego, producto de la deshidratación de lepidocrocita, procesos de oxidación-reducción de componentes paramagnéticos de hierro en procesos edafológicos y producción de maghemita por oxidación de magnetita a bajas temperaturas. Además, actualmente se conocen otros nuevos mecanismos que tienen lugar en los procesos de fermentación durante los ciclos húmedos/cálidos del suelo, y que están relacionados con bacterias magnéticas (Fassbinder *et al.*, 1990; Maher y Thompson, 1991; Moskowitz *et al.*, 1993), bacterias reductoras de hierro (Lovely *et al.*, 1987; Fischer, 1988) y síntesis de magnetita a bajas temperaturas (Taylor *et al.*, 1987) con probable oxidación superficial posterior de magnetita a maghemita (Murad y Schwertmann, 1993; Maher, 1998). Otra causa del aumento del valor de los parámetros magnéticos (*aumento magnético*) en la parte superficial del suelo puede ser el aporte exterior de minerales magnéticos por causas naturales, como por ejemplo cenizas volcánicas y, también, de origen antropogénico, como contaminación industrial (Maher, 1986).

En consecuencia, un suelo presenta *aumento magnético* en su parte superficial si hay: 1) conversión de algunos óxidos de hierro (u otra fuente de hierro) débilmente magnéticos en minerales ferrimagnéticos fuertemente magnéticos, como magnetita y maghemita; 2) subsecuente persistencia de esos minerales ferrimagnéticos en el suelo; 3) “concentración selectiva” de minerales ferrimagnéticos resistentes a la alteración.

1.4.- RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA A PARTIR DE PALEOSUELOS

Los estudios realizados en suelos modernos han mostrado que los parámetros magnéticos son sensibles a los procesos de formación de los suelos. Por tanto, la relación entre los parámetros magnéticos y el clima se debe evaluar dentro de un contexto que incluya dichos factores formadores, tales como la pendiente del suelo, el material original, la actividad orgánica y el tiempo. Por tanto, será necesario acotar las variables que influyen en los procesos de formación de los suelos cuando se

pretende realizar un estudio magnético de los mismos con fines paleoambientales. Si es posible tener control de la topografía, el material original y la influencia humana y, considerando que la vegetación varía con el clima, las variaciones de los parámetros magnéticos en los suelos en una determinada región serán consecuencia del clima y del tiempo (Maher *et al.*, 1994). Sin embargo, la identificación de la función que realiza el tiempo y el clima en el aumento de los valores de los parámetros magnéticos en los suelos es todavía difícil de determinar.

Woodward *et al.*, 1994, realizaron medidas de susceptibilidad magnética en una secuencia de perfiles del Cuaternario desarrollados en sedimentos de terrazas aluviales en el noreste de Grecia. Estos autores encontraron que el perfil de suelo más viejo de la secuencia es el que posee el mayor *aumento magnético* en la parte superficial. Por tanto, sugirieron una dependencia entre el tiempo y los resultados magnéticos. Singer *et al.* (1992) encontraron en una cronosecuencia de más de 1 millón de años en la costa de California que la diferencia entre la susceptibilidad magnética de los horizontes eluviales e iluviales de los suelos es mayor al aumentar la edad de éstos. Sin embargo, a partir de dichos resultados cabe preguntarse si el fuerte aumento del valor de la susceptibilidad magnética (χ) en la parte superficial en los suelos más viejos se debe, bien a un mayor tiempo de formación de los suelos (mayor tiempo de exposición) o, bien a que estos suelos más antiguos se desarrollaron bajo condiciones climáticas diferentes. Maher y Thompson (1995), señalaron que para realizar reconstrucciones paleoclimáticas a través de los parámetros magnéticos de los suelos es necesario conocer el comportamiento de éstos con el tiempo. Si las propiedades evolucionan rápidamente hacia un estado cercano al equilibrio estable, reflejarán condiciones ambientales durante el proceso de formación de los suelos. Estos autores encontraron en gran cantidad de suelos evidencias de que la susceptibilidad magnética es una propiedad que responde rápidamente a las condiciones ambientales del medio, de manera que este parámetro muestra una clara dependencia con el clima, además de con el tiempo.

En los suelos mediterráneos, los ciclos intermitentes húmedos/secos a que se ven sometidos, favorecen la creación de minerales ferrimagnéticos y, por tanto, el aumento rápido de la susceptibilidad en la parte superficial del suelo, proporcionando condiciones óptimas para el estudio de las propiedades magnéticas en relación con el clima en que se desarrollaron los suelos y la edad de los mismos.

1.5.- INFORMACIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN EL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

En general, son escasas las investigaciones realizadas acerca del clima del Pleistoceno en el centro de la Península Ibérica. No obstante, trabajos realizados con el fin de estudiar el clima partiendo del análisis de evolución de los suelos indican que la intensa iluviación de arcilla y los minerales de

arcilla que resultan de la meteorización en el Plioceno y Pleistoceno inferior indican el dominio de un clima más cálido y húmedo que el actual (Espejo, 1987; Gallardo *et al.*, 1987; Pérez-González *et al.*, 1995). Este clima del Plio/Pleistoceno inferior estuvo sujeto a un proceso de aridificación progresivo, o bien, probablemente en el Pleistoceno medio, a un cambio brusco hacia una situación climática similar a la actual. Desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad persiste la tendencia hacia un clima más árido (Pérez-González *et al.*, 1995).

Este trabajo constituye el primer estudio de propiedades magnéticas en suelos con fines medioambientales desarrollado en la Península Ibérica, en el cual se comparan los resultados obtenidos a partir de tres sistemas de terrazas diferentes correspondientes a los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón, permitiendo evaluar posibles cambios paleoambientales que hayan tenido lugar en el centro de la Península Ibérica y, también a escala regional. Se trata, además, de una investigación muy novedosa no solamente en España sino también a nivel internacional.



CAPÍTULO 2

Propiedades magnéticas de las rocas. Fundamentos

A finales de los años 80 comenzaron a aplicarse las técnicas de magnetismo de rocas en materiales recientes como sedimentos, suelos y a relacionar el tipo de minerales magnéticos y el estado en que se encuentran con efectos ambientales. El estudio de propiedades magnéticas se puede aplicar a un gran número de investigaciones paleoclimáticas como puede ser, por ejemplo, el estudio de la evolución paleoambiental de una región determinada mediante la evolución de las propiedades magnéticas durante el desarrollo del sistema de terrazas de un río a lo largo del tiempo. Un aspecto importante del magnetismo ambiental es que las técnicas que se utilizan son relativamente rápidas, simples y no destructivas.

En este capítulo se explican brevemente los fundamentos teóricos del magnetismo de rocas aplicado a estudios medioambientales. Con este objetivo se analizan en primer lugar las características de los minerales ferromagnéticos, así como las de los paramagnéticos y diamagnéticos, puesto que estos dos últimos constituyen la matriz de las muestras. A continuación se describen parámetros magnéticos tales como susceptibilidad (χ) a diferentes frecuencias de campos y temperaturas, adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) y anhisterética (ARM) y parámetros de histéresis, que nos informarán de la concentración y del estado magnético de los minerales presentes en las muestras analizadas.

2.1. - PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS MATERIALES

2.1.1. - DIAMAGNETISMO Y PARAMAGNETISMO

El diamagnetismo es una propiedad de todos los materiales. Una carga en movimiento, tal y como un electrón en su órbita experimenta, en un campo magnético \mathbf{B} , una fuerza de Lorentz igual a $e\mathbf{v} \times \mathbf{B}$ siendo \mathbf{v} la velocidad del electrón. La fuerza de Lorentz produce un efecto giroscópico, de manera que los electrones precesan alrededor de \mathbf{B} . La precesión de Larmor de Z electrones (siendo Z el número atómico) es equivalente a una corriente eléctrica y produce un momento magnético inducido negativo, μ_d :

$$\mu_d = -\frac{Ze^2\langle\rho^2\rangle}{4m_e}B \quad (2.1)$$

donde $\langle\rho^2\rangle = \langle x^2 + y^2 \rangle$ es el cuadrado medio de la distancia del electrón al eje del campo que pasa por el núcleo. El cuadrado medio de la distancia de los electrones al núcleo es $\langle r^2 \rangle = \langle x^2 + y^2 + z^2 \rangle$, de manera que $\langle\rho^2\rangle = (2/3)\langle r^2 \rangle$.

La susceptibilidad diamagnética (expresión clásica de Langevin) es, por tanto:

$$\chi_d = \frac{M}{H} = \frac{n\mu_d}{B/\mu_0} = \frac{\mu_0 n Z e^2 \langle r^2 \rangle}{6m_e} \quad (2.2)$$

en la que n es el número de átomos por unidad de volumen. La susceptibilidad diamagnética por unidad de masa es negativa y pequeña, del orden de 10^{-8} m³/kg ó menor, e independiente de la temperatura. La mayoría de los minerales que no contienen hierro, como cuarzo, calcita y feldespatos, son puramente diamagnéticos. Si a temperaturas elevadas la cantidad de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos es pequeña, el momento negativo del portamuestras de cuarzo o la matriz de silicato de una roca puede llegar a ser apreciable.

Las características paramagnéticas de un material se deben a los momentos magnéticos asociados al espín de los electrones de algunos de sus átomos constituyentes. Si un material está constituido por átomos que poseen electrones no apareados, los momentos magnéticos de estos átomos, debido al espín de dichos electrones, reaccionarán ante la presencia de un campo exterior \mathbf{B} , tenderán a alinearse con el mismo y otorgarán al material características paramagnéticas. En un espacio libre de todo campo magnético, la magnetización de un material paramagnético es nula.

Consideramos un medio que contiene n átomos por unidad de volumen, cada uno de los cuales posee un momento magnético μ y que no interaccionan entre sí (aunque esto no es completamente cierto en una red cristalina, en la que los átomos interaccionan magnética y electrostáticamente). La imanación es el resultado de la orientación de los momentos magnéticos en un campo magnético aplicado. La agitación térmica se opone a esta tendencia del campo a orientar los momentos. La energía de interacción del momento μ con un campo magnético aplicado \mathbf{B} es:

$$E_m = -\mu \cdot \mathbf{B} = -\mu B \cos \phi \quad (2.3)$$

Suponemos que sólo hay dos estados posibles, μ paralelo a \mathbf{B} ($\phi_i=0^\circ$) u opuesto a \mathbf{B} ($\phi_i=180^\circ$) (ésta es la situación para los metales de transición en los que el momento angular orbital \mathbf{L} es nulo y el momento angular total, \mathbf{J} , es igual al valor del espín total, \mathbf{S}). Calculando el momento neto y la magnetización del conjunto, obtenemos:

$$M(B, T) = n \frac{\mu e^\alpha - \mu e^{-\alpha}}{e^\alpha + e^{-\alpha}} = n\mu \tanh\left(\frac{\mu B}{kT}\right) \quad (2.4)$$

donde k es la constante de Boltzmann y $\alpha = \mu B/kT$.

Según los cálculos clásicos de Langevin, todas las orientaciones ϕ de μ respecto a \mathbf{B} están permitidas. El resultado es:

$$M(B, T) = n\mu L(\alpha) = n\mu \left(\coth(\alpha) - \frac{1}{\alpha} \right) \quad (2.5)$$

$L(\alpha)$ es la función de Langevin. El resultado esencial obtenido a partir de las ecuaciones (2.4) y (2.5) es que \mathbf{M} es positiva (\mathbf{M} es paralela a \mathbf{B}) y disminuye al aumentar la temperatura.

Debido a que los momentos atómicos individuales son pequeños para la mayoría de los valores de campos y temperaturas, $\alpha \ll 1$ ($\mu B \ll kT$). La alineación de los momentos es, por tanto, pequeña y M es una pequeña fracción de su valor de saturación $n\mu$. Para valores pequeños de α , $L(\alpha) \cong \alpha/3$, la susceptibilidad paramagnética es inversamente proporcional a la temperatura y es:

$$\chi_p = \frac{M}{H} = \frac{1}{3} \frac{n\mu^2 \mu_0}{k} \frac{1}{T} = \frac{C}{T} \quad (2.6)$$

Este resultado se conoce con el nombre de **Ley de Curie**, siendo C la *constante de Curie*.

La mayoría de los sulfuros, carbonatos y silicatos portadores de hierro son paramagnéticos, con susceptibilidades del orden de 10-100 veces mayores que en el caso de los minerales diamagnéticos.

2.1.2. – FERROMAGNETISMO

En los materiales paramagnéticos y diamagnéticos la magnetización es inducida o temporal, es decir, M desaparece cuando B se elimina. Además, a temperaturas ordinarias se necesitan campos del orden de 10^6 G o 100 mT para alinear los momentos de los átomos o iones paramagnéticos y alcanzar la magnetización de saturación $n\mu_j$. Los materiales ferromagnéticos tienen un comportamiento diferente; campos del orden de 100 G son suficientes para alcanzar la magnetización de saturación y cuando se suprime el campo se puede medir una *magnetización remanente*, M_r . Weiss (1907) explicó estas observaciones postulando la existencia de un “campo molecular” interno tan fuerte que es capaz de producir una *magnetización espontánea* M_s (Fig. 2.1). Diferentes dominios con direcciones distintas de M_s compensan los momentos magnéticos entre si. Sin embargo, aplicando campos pequeños, se puede aumentar la cantidad de dominios en los que los vectores M_s tienen direcciones próximas a la de B .

En realidad, el campo molecular depende del ambiente local de un átomo particular. Sin embargo, en primera aproximación, Weiss propuso que el campo local tiene la misma magnitud en todo el dominio y es proporcional a la magnetización del dominio:

$$H_m = \lambda M \quad (2.7)$$

siendo λ una constante independiente de la temperatura. Esta aproximación de campo medio no sirve a altas temperaturas. Debido a que el momento de cada átomo está acoplado con el de sus vecinos se mantiene un orden local o de pequeña escala hasta, o incluso, por encima del *punto de Curie*, temperatura a la cual M_s y una gran parte del ordenamiento de los momentos desaparece. La **temperatura de Curie** (T_C) es la temperatura por encima de la cual desaparece la imanación espontánea y separa la fase paramagnética desordenada para $T > T_C$ de la fase ordenada ferromagnética a $T < T_C$.

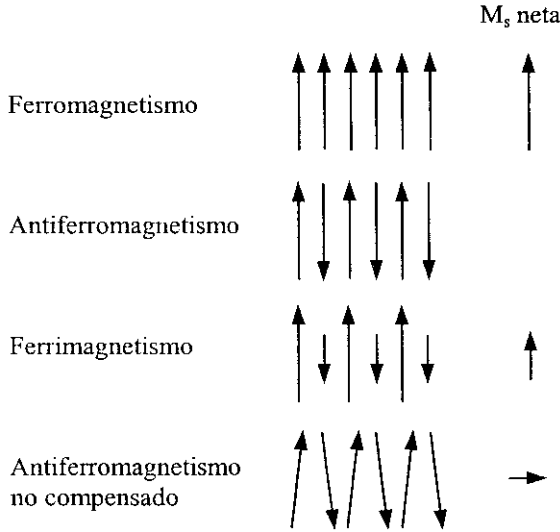


Fig. 2.1: Diferentes estructuras de acoplamiento los espines y magnetización espontánea neta, M_s , de cada una.

Según la ecuación (2.8), un aumento de M produce un aumento de H_m y viceversa. Si no se aplica un campo externo, el campo que actúa en μ es H_m y la ecuación energética se puede escribir:

$$E_m = -\mu_0 \mu \cdot H_m = -\mu_0 \mu \lambda M \cos \phi \quad (2.8)$$

Entonces, (3.5) y (3.6) serán:

$$M = n\mu \tanh(\alpha) \text{ ó } n\mu L(\alpha) \quad (2.9)$$

$$\text{donde } \alpha = \frac{\mu_0 \mu \lambda M}{kT} \text{ ó bien } M = \frac{kT\alpha}{\mu_0 \mu \lambda} \quad (2.10)$$

Las ecuaciones (2.9) y (2.10) se deben satisfacer simultáneamente. Siguiendo la teoría de Weiss, M se puede calcular geométricamente representando $M(\alpha)$ a partir de las ecuaciones (2.9) y (2.10) y calculando el punto de intersección entre las dos curvas. A bajas temperaturas las dos curvas interseccionan en un valor de M_s próximo a la magnetización de saturación $n\mu$. Al aumentar la temperatura, se perturba el alineamiento de los momentos y M_s disminuye. En la temperatura de Curie, las dos curvas son tangentes y M_s tiende a 0. La transición de fase ferromagnética - paramagnética es de segundo orden debido a que no existe discontinuidad en M a T_C . Por encima de T_C no existe magnetización espontánea en ausencia de un campo aplicado. Sin embargo, si se añade un campo externo H al campo molecular se produce una magnetización M . En este caso, resolviendo la ecuación (3.10) con $\alpha = \mu_0 \mu (H + \lambda M)/kT$ para α pequeño se obtiene:

$$\chi_p = \frac{M}{H} = \frac{C}{T - T_C} \quad (2.11)$$

donde C es la constante de Curie. Esta es la **ley de Curie-Weiss** y es una buena descripción de la variación de χ observada en la región paramagnética por encima del punto de Curie. La magnetización es paramagnética ya que los momentos atómicos, térmicamente desordenados, se alinean parcialmente por un campo externo, mientras que los momentos individuales ahora se acoplan

a través del campo molecular en lugar de ser mutuamente independientes. La magnetización de saturación será entonces:

$$M_s(T) \propto (T_c - T)^\gamma \quad (2.12)$$

con $\gamma = 1/2$ para una aproximación de campo molecular.

El campo de Weiss proporciona una representación aproximada de la interacción de canje en la mecánica cuántica. Bajo ciertas hipótesis, se puede demostrar que la energía de interacción de átomos i, j de espines $\mathbf{S}_i, \mathbf{S}_j$, contiene un término dado por $E_{ex} = -2J_e \mathbf{S}_i \cdot \mathbf{S}_j$, donde J_e es la integral de canje y que está relacionada con el solape de las distribuciones de carga de los átomos i, j . Esta ecuación recibe el nombre de **modelo de Heissenberg**. La distribución de un sistema de carga de dos espines dependerá de que éstos sean paralelos o antiparalelos, ya que el principio de Pauli excluye que dos electrones con el mismo espín ocupen el mismo lugar al mismo tiempo, pero no excluye a dos electrones con espín opuesto. Por tanto, la energía electrostática de un sistema depende de la orientación relativa de los espines. La diferencia de energía define la *energía de canje*, que en el caso de dos electrones será $E_{ex} = -2J_e \mathbf{s}_i \cdot \mathbf{s}_j$. La relación entre los modelos de Weiss y Heissenberg viene dada por:

$$J_e = \frac{kT_c}{2zS^2} \quad (2.13)$$

donde se supone que el átomo considerado tiene z vecinos más próximos conectados cada uno con el átomo central por la interacción J_e . La temperatura de Curie es, por tanto, una medida directa de la fuerza de la interacción de canje.

2.1.3.- ANTIFERROMAGNETISMO

Una representación en dos dimensiones de un monóxido antiferromagnético sencillo es la que se muestra en la Fig. 2.2a. Esta estructura magnética simple está compuesta por dos subredes magnéticas, A y B, con direcciones opuestas de los espines y de los momentos magnéticos, es decir, $M_A = -M_B$, y sin magnetización espontánea M_s observable. Algunos minerales magnéticos naturales, como hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), ilmenita (FeTiO_3), goetita ($\alpha\text{-FeOOH}$) y pirrotita (Fe_7S_8) tienen antiferromagnetismo perfecto o imperfecto. Aunque el balance de la magnetización de las redes es perfecto en ausencia de campo aplicado, las sustancias antiferromagnéticas tienen una magnetización inducida en presencia de \mathbf{H} .

En un material antiferromagnético, su temperatura de Curie paramagnética (θ), tiene un valor negativo grande (Fig 2.3a), lo que indica una alta concentración de átomos o iones magnéticos que interaccionan fuertemente.

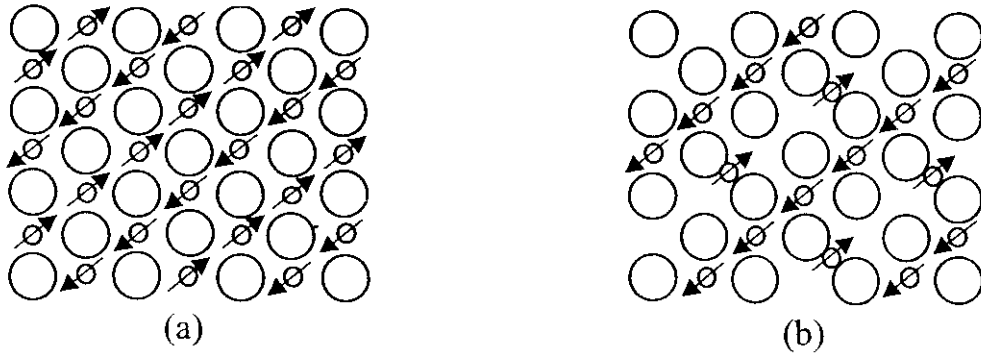


Fig. 2.2: Representación esquemática, (a) de un monóxido antiferromagnético simple en el que los cationes vecinos más próximos, conectados por aniones óxido, tienen espines antiparalelos y la estructura del espín está confeccionada por dos subredes magnéticas iguales y opuestas con momento resultante nulo; (b) de un óxido ferrimagnético en el que los cationes en lugares no equivalentes se conectan por medio de iones óxido para producir una estructura de espín compuesta por subredes magnéticas opuestas pero desiguales. (Modificado de O'Reilly, 1984).

La **temperatura de Neel**, T_N , se define como aquella por debajo de la cual los espines se disponen antiparalelamente con un momento resultante cero y la susceptibilidad depende de la orientación del campo aplicado con respecto a los ejes de los espines (Fig 2.3a). La medida de la susceptibilidad paralela a los ejes de los espines $\chi_{||}$ aumenta progresivamente y tiene un valor máximo a T_N , disminuyendo hasta cero en el cero absoluto de temperatura. La susceptibilidad medida perpendicularmente a los ejes de los espines, χ_{\perp} es, aproximadamente, independiente de la temperatura. Si el campo aplicado en la dirección paralela al eje del espín es suficientemente grande, la estructura del espín rotará como un todo, contra las fuerzas de anisotropía. Este fenómeno se denomina *inversión de espín* ("spin flopping") y proporciona una medida de la anisotropía en cristales simples tales como la hematites.

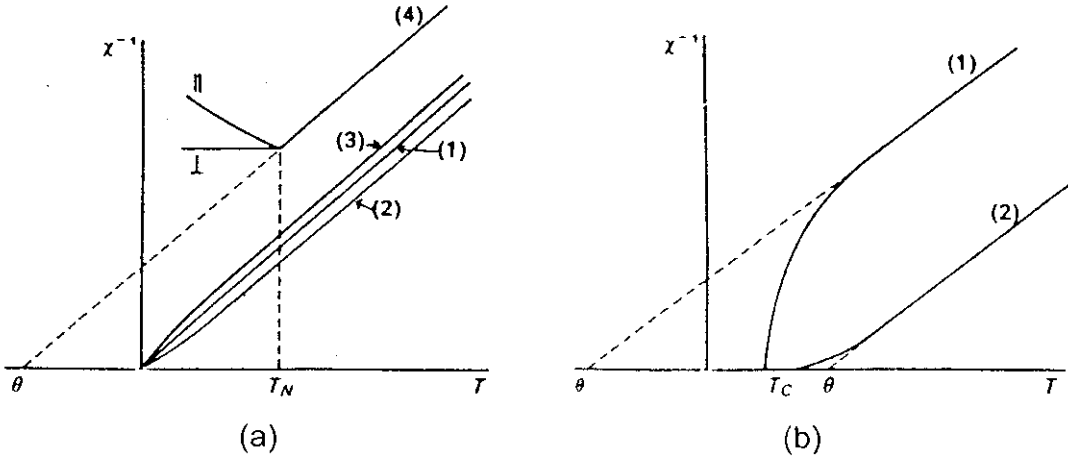


Fig. 2.3: Variación de la inversa de la susceptibilidad ($1/\chi$) con la temperatura. (a) La curva (1) corresponde a un material paramagnético casi ideal, las curvas (2) y (3), corresponden a paramagnéticos con interacciones de intercambio positivas y negativas, por lo que su temperatura de Curie no es cero. La curva (4) corresponde a un material antiferromagnético con valor negativo y alto de la temperatura de Curie paramagnética (θ), y en el que χ por debajo de la temperatura de Néel (T_N), depende de la orientación con respecto al eje del espín. (b) La curva (1) corresponde a un ferrimagnético y la (2) a un ferromagnético. La temperatura de Curie paramagnética (θ) en los dos casos es diferente debido a los signos de las interacciones de intercambio. Modificado de O'Reilly, 1984.

La **transición de Morin** (T_{Morin}), justo por debajo de la temperatura ambiente, para la hematites, es una transición de *inversión de espín*. Por encima de T_{Morin} la hematites tiene *ferromagnetismo parásito* débil, debido a la no compensación de los espines (“*spin-canting*”). En ausencia de campo externo, las magnetizaciones de las subredes están desviadas permanentemente un ángulo pequeño ϕ ($\approx 0.2^\circ$), produciendo un pequeño vector M_s . A temperatura ambiente, la χ antiferromagnética es, generalmente, un orden de magnitud menor que la de los materiales paramagnéticos típicos.

2.1.4.- FERRIMAGNETISMO

Una sustancia ferrimagnética se puede representar de manera esquemática en dos dimensiones como se muestra en la Fig 2.2b. En las sustancias ferrimagnéticas con estructura de espinela ($A|B_2|O_4$), las subredes magnéticas A y B corresponden a los “huecos” catiónicos octaédricos y tetraédricos, respectivamente. Las espinelas en las que predomina el momento de las subredes B presentan una magnetización resultante. Por ejemplo, en el caso de la magnetita, la distribución iónica es $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4^{2-}$. Los números y momentos de los iones Fe^{3+} se equilibran, y la magnetización neta ($M_A + M_B$) se debe a los iones Fe^{2+} de los huecos tetraédricos B, sin embargo, el *acoplamiento de intercambio* y las propiedades magnéticas dependen de todos los cationes, no solo de los Fe^{2+} .

En primera aproximación, se puede considerar que una característica notable de las espinelas, en los óxidos ferrimagnéticos, es que las *interacciones de canje* (AA, AB, BB) favorecen la alineación antiparalela de los momentos magnéticos de dos subredes diferentes pero paralelas dentro de la misma subred. Sin embargo, las interacciones AB son mucho más fuertes que las interacciones AA y BB, es decir, $\lambda_{AB} \gg \lambda_{AA}$ ó λ_{BB} . Para valores de $H \neq 0$ y $T > T_C$, y según la Ley de Curie, se obtiene:

$$\chi_p = \frac{M_A + M_B}{H} = \frac{(C_A + C_B)T - 2C_A C_B \lambda_{AB}}{T^2 - T_C^2} \quad (2.14)$$

donde T_C es la **temperatura de Curie ferrimagnética** y C_A y C_B son las constantes de Curie.

Debido a la gran concentración de iones magnéticos interaccionando negativamente, los materiales ferrimagnéticos poseen también un valor negativo grande de su temperatura de Curie paramagnética (θ) (Fig. 2.3b). En el punto de Curie (T_C), la magnetización espontánea se debe a que los momentos magnéticos de las dos subredes no están compensados, la susceptibilidad es, por tanto, infinita (a escala microscópica) y la curvatura de $(1/\chi)-T$ es típica de los ferrimagnéticos. Por debajo de T_C la magnetización neta espontánea es $M_s(T) = M_B(T) - M_A(T)$ donde M_A y M_B , magnetizaciones de las subredes, son generalmente diferentes debido a que las dos subredes cristalográficas contienen diferentes tipos y/o diferente número de iones magnéticos.

Los materiales ferromagnéticos contienen átomos o iones acoplados gracias a la interacción de canje positiva. El punto de corte con el eje de abscisas de la asíntota a la inversa de la susceptibilidad a alta temperatura es algo mayor que la propia temperatura de Curie. La curva $(1/\chi)-T$ es cóncava en la región inmediatamente superior a T_C .

Los materiales ferri y ferromagnéticos poseen propiedades magnéticas irreversibles (histéresis) por debajo del punto de Curie. En la Fig 2.4 se muestra esquemáticamente un ciclo de histéresis. Para una composición química dada, la forma de la curva depende de la microestructura (porosidad, tamaño, forma y orientación de los granos magnéticos junto con su relación respecto otras fases) y de los efectos de la anisotropía inducida. Los parámetros característicos de los ciclos de histéresis son la **magnetización de saturación** M_s , (igual a la magnetización espontánea cuando el campo aplicado es suficientemente grande), la **remanencia isothermal de saturación**, M_{rs} , que permanece en ausencia del campo magnético aplicado, la **fuerza o campo coercitivo**, H_c , que es el campo inverso necesario para hacer cero la magnetización y la **coercitividad remanente**, H_{cr} , que es el campo magnético inverso que cuando se suprime deja el material en estado desmagnetizado.

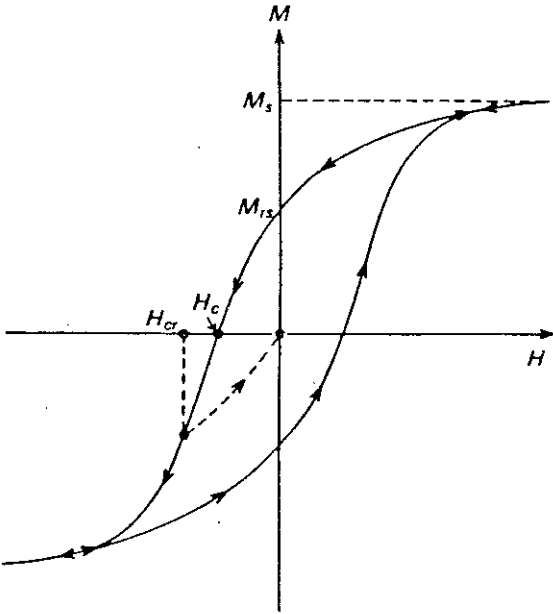


Fig. 2.4: Histéresis magnética de un mineral ferromagnético. La forma del ciclo y los valores numéricos de las relaciones M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c dependen de la microestructura, principalmente del tamaño y forma del grano.

2.2.- PRINCIPALES MINERALES MAGNÉTICOS PRESENTES EN ROCAS Y SEDIMENTOS

2.2.1.- MAGNETITA

La **magnetita** ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$) es el mineral magnético más importante en la tierra, pudiéndose encontrar como mineral primario o secundario.

La magnetita cristaliza en el sistema cúbico con estructura de tipo espinela inversa, estando su celda unidad constituida por ocho moléculas. La disposición antiparalela de los momentos magnéticos de los iones Fe^{3+} de estas moléculas en las posiciones octaédricas y tetraédricas de la red cristalina, da origen a su ferrimagnetismo, debido al momento magnético de los iones Fe^{2+} .

A temperatura ambiente la magnetización de saturación M_s de la magnetita es 480 kA/m ó emu/cm³, y la *temperatura de Curie* es de 580 °C (ver Tabla 2.1).

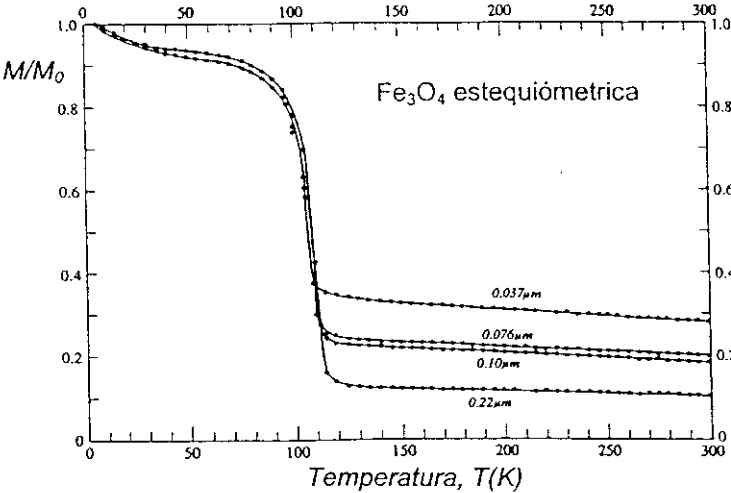
Por debajo de 120 K hay otra disposición en el orden de los iones Fe^{2+} y Fe^{3+} en la red octaédrica y la celda unidad cambia de simetría cúbica a monoclinica. Se trata de la **transición de Verwey**, en la que el aumento de la movilidad del electrón convierte a la magnetita de un aislante eléctrico, en semiconductor.

Las propiedades magnéticas que dependen de la anisotropía cristalina, como la magnetización remanente, la susceptibilidad y fuerza coercitiva en granos multidominio o dominios simples equidimensionales, cambian abruptamente alrededor de T_v (Özdemir *et al*, 1993) (Fig. 2.5). Esta propiedad se utiliza para detectar magnetita en rocas. Es también la base de la **desmagnetización selectiva a baja temperatura** de la remanencia llevada por tales granos, realizándose, normalmente, calentando en campo nulo desde la temperatura del nitrógeno líquido (77 K), y pasando por la T_v , hasta temperatura ambiente. Después del ciclo a baja temperatura, sea cual sea el tamaño y la forma de los granos de magnetita, se recupera siempre alguna fracción de la remanencia inicial (**memoria a bajas temperaturas**), la cual es mayor en granos SD en los que la anisotropía está determinada por la forma del grano y disminuye al aumentar el tamaño de grano. Sin embargo, incluso cristales de magnetita de milímetros de tamaño tienen algo de memoria (Heider *et al*, 1992).

El **punto isotrópico** T_i , al cual K_1 (p. ej. constante de anisotropía magnetocristalina) es cero momentáneamente, ya que cambia de negativa a positiva durante el enfriamiento (o al revés durante el calentamiento), es ≈ 135 K, 15 °C por encima de T_v .

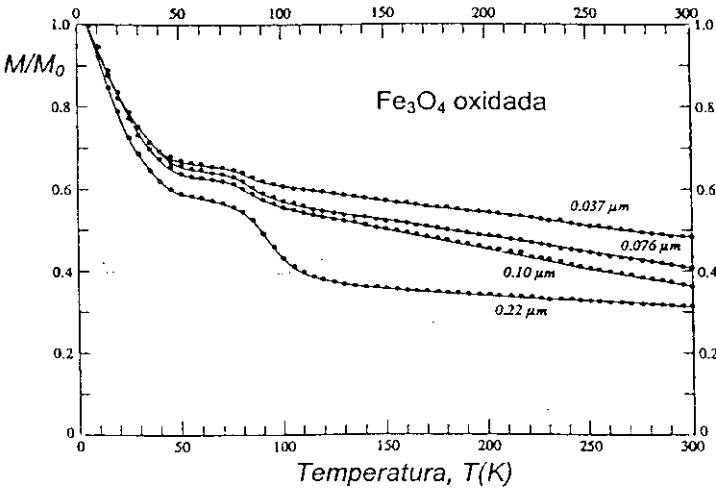
Existe controversia acerca de si las transiciones en la remanencia, como las que se muestran en la Fig. 2.5 se producen a la temperatura T_i o T_v . Es más lógico pensar que se produce cerca de T_i debido a que el bloqueo de la remanencia disminuye mucho cuando K_1 tiende a cero. Sin embargo, se sabe que la mayoría de las transiciones de la remanencia tienen lugar por debajo de 135 K. La magnetita no-estequiométrica (parcialmente oxidada) tiene un efecto similar debido a los huecos en la red que se originan durante la oxidación a bajas temperaturas. La oxidación reduce, extiende y

eventualmente elimina la transición en la remanencia (por encima de $z = 0.3$) (Özdemir *et al*, 1993, Fig. 2.5b), la cual tiene un salto bien marcado en la magnetita casi estequiométrica ($z < 0.1$) (Fig. 2.5a). Esta propiedad se utiliza para conocer la maghemización de la magnetita, por ejemplo, en suelos donde la pequeña cantidad de material magnético de tamaño de partículas fino dificulta la aplicación de otros métodos. El tamaño de grano, por si mismo, no parece afectar, ya que cristales grandes de magnetita tienen transiciones en la remanencia similares a las de la Fig. 2.5 (salvo que sus memorias son mucho menores).



(a)

Fig. 2.5: Variación con la temperatura (en campo nulo) de la remanencia de saturación de magnetita adquirida a 10 K. La transición Verwey corresponde (a) a un gran salto en la remanencia alrededor de 110 K en la magnetita estequiométrica; (b) en magnetita no estequiométrica (parcialmente oxidada) desaparece gran parte de dicho salto. (Modificada de Özdemir *et al*, 1993).



(b)

2.2.2.- MAGHEMITA

La **maghemita**, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, es el equivalente de la magnetita completamente oxidada. Tiene estructura espinela inversa, y su fórmula se puede escribir también $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}_{5/3}^{2+}\square_{1/3}]\text{O}_4^{2-}$, donde los lugares octaédricos están dentro del corchete y \square indican los huecos en la red.

A temperatura ambiente, la magnetización de saturación de $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ es $M_s = 380 \text{ kA/m}$, y la curva $M_s(T)$ para la maghemita tiene la misma forma que para la magnetita. La *temperatura de Curie* (Özdemir y Banerjee, 1984) es $T_C \approx 645^\circ\text{C}$ y es mayor que para la magnetita (ver Tabla 2.1).

La maghemita es el producto final de oxidación a bajas temperaturas o producto de alteración de la magnetita, y es muy común encontrarla en ambientes subaéreos y submarinos. La presencia de maghemita es muy importante en la ciencia de suelos debido a que informa acerca de los procesos de formación y de la naturaleza del subsuelo (Le Borgne, 1955). En paleomagnetismo, la presencia de $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ indica que la NRM es principalmente de origen químico (CRM).

Una magnetita parcialmente oxidada, o con deficiencia de cationes, se puede escribir según la fórmula $\text{Fe}_{2+2z/3}^{3+}\text{Fe}_{1-z}^{2+}\square_{z/3}\text{O}_4^{2-}$, donde z es el parámetro de oxidación. La maghemización a temperaturas $\leq 200^\circ\text{C}$ es un proceso que ocurre principalmente en la superficie del cristal o en las fisuras y es lenta. El interior de los cristales grandes puede permanecer indefinidamente sin oxidar (Cui et al., 1994) y en granos finos puede ser completa, incluso a temperatura ambiente, cuando la relación superficie/volumen es grande.

La maghemita cúbica ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) es metaestable y se invierte a romboédrica, débilmente magnética, $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (hematites), cuando se calienta. La *temperatura de inversión*, T_{inv} , según diferentes autores, varía entre 250°C hasta $\geq 750^\circ\text{C}$ (p. ej. Verwey, 1935; Wilson, 1961; Özdemir y Dunlop, 1988) y la maghemita natural tiene valores de T_{inv} mucho mayores que la maghemita sintética (ej. Wilson, 1961; Oades y Townsend, 1963; Özdemir, 1990). El tamaño de grano, el grado de oxidación (z), y la incorporación de impurezas de iones en la red (Wilson, 1961) también influyen en esta temperatura de inversión. La temperatura de Curie de la maghemita se calcula normalmente por métodos indirectos, debido a que con frecuencia es superior a su temperatura de inversión. Diferentes autores han estimado dicha temperatura dentro del rango $590\text{--}675^\circ\text{C}$, aunque, probablemente, el mejor valor estimado fue el calculado por Özdemir y Banerjee (1984), $T_C = 645^\circ\text{C}$, para maghemita con una pequeña cantidad de impurezas.

2.2.3.- HEMATITES

La *hematites romboédrica* ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) es un mineral antiferromagnético con una temperatura de Néel $T_N = 675^\circ\text{C}$. La magnitud de M_s es, aproximadamente, 2.5 kA/m , $\approx 0.5\%$ del valor de la magnetita. M_s cambia lentamente con la temperatura hasta justo por debajo de T_C (675°C), la cual coincide con T_N . Normalmente, es posible diferenciar la remanencia de la hematites y magnetita en una roca por medio de la desmagnetización térmica, ya que sus espectros de temperatura de bloqueo no se superponen.

La **transición de Morin** consiste en una discontinuidad en las propiedades magnéticas y otras propiedades alrededor de la temperatura de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Liebermann y Banerjee, 1971). Entre la *transición de Morin* y T_N , las magnetizaciones de las subredes, M_A y M_B tienen un cierto grado de antiparalelismo, con una débil M_s en el plano basal perpendicular a M_A y M_B . En el ciclo de enfriamiento-calentamiento para remanencia en la hematites se produce un salto a T_{Morin} , disminuyendo su valor en el ciclo de enfriamiento, sin embargo, durante el recalentamiento hasta 293 K se recupera una fracción de la remanencia inicial: **memoria de la remanencia**. La dirección original de la remanencia también se recupera. Este salto en el valor de la remanencia puede variar por diferentes razones, por ejemplo, por sustituciones de átomos de hierro por átomos de titanio o por disminución del tamaño de grano, que disminuyen T_{Morin} y al final pueden anular esta transición, la cual desaparece en partículas con tamaño $\leq 0.1\text{ }\mu\text{m}$ (Bando *et al.* 1965). Los ciclos a través de la *transición de Morin* son una alternativa, no destructiva químicamente, respecto a los análisis termomagnéticos para la detección de hematites (Fuller y Kobayashi, 1964).

En la hematites, la coercitividad debida a la anisotropía de forma es proporcional a M_s , y es despreciable. El campo coercitivo debido a la anisotropía cristalina y magnetoestricción varía desde $\approx 1\text{ mT}$ en granos MD grandes hasta algunos cientos de mT en hematites dominio simple (SD).

Los granos de hematites muy finos pueden ser superparamagnéticos (SP) (**superantiferromagnetismo**) (Creer, 1961). El tamaño crítico de este superparamagnetismo es muy pequeño debido a fuertes tensiones internas de los granos muy finos. Esas tensiones también sufren el efecto de la baja temperatura de Morin. Por debajo de $\approx 100\text{ Å}$ la susceptibilidad aparentemente aumenta por el mecanismo de superantiferromagnetismo, que se discutirá más adelante.

La hematites se puede formar como mineral primario por oxidación a altas temperaturas de la titanomagnetita durante el enfriamiento procedente de la fusión, o como producto secundario a partir de la inversión de la titanomaghemita durante el posterior recalentamiento de una roca. También puede ser el producto final de una oxidación prolongada de la magnetita a temperatura ambiente. Otros procesos secundarios importantes que originan hematites son la inversión de la maghemita, la deshidratación de productos de alteración como goetita y la precipitación de granos ultrafinos de hematites procedentes de soluciones ricas en hierro en los poros de sedimentos conglomerados.

2.2.4.- OXIHIDRÓXIDOS DE HIERRO

Los óxidos de hierro hidratados se forman como productos de alteración microcristalinos en la naturaleza y, con frecuencia, se les llama limonitas. El mineral más importante de entre ellos es la **goetita ortorrómbica** ($\alpha\text{-FeOOH}$), la cual es un constituyente común de suelos y sedimentos. La goetita es un mineral antiferromagnético con *temperatura de Néel* de 120°C , aunque, sin embargo,

pequeñas cantidades de impurezas de iones disminuyen considerablemente la T_N . Como en el caso de la hematites, la goetita tiene un ferromagnetismo superimpuesto de manera que la *temperatura de Curie* coincide con la *temperatura de Néel* (Özdemir y Dunlop, 1996). Sin embargo, el ferromagnetismo es más débil que el de la hematites. La fuerza coercitiva, con frecuencia, es de algunos cientos de mT, mayor incluso que en partículas finas de hematites.

Durante la desimánación térmica, para eliminar la remanencia de los minerales calentándolos a temperaturas por encima de su T_C , la goetita se deshidrata en el rango de 250-400°C para formar hematites. Dicha hematites formada por deshidratación de la goetita generalmente es superparamagnética y no tiene remanencia.

Puesto que a 293 K la goetita está muy cerca de su *temperatura de Curie*, algunas veces su remanencia muestra un aumento rápido durante el enfriamiento en campo nulo hasta la temperatura del nitrógeno líquido (77 K) y una disminución correspondiente en el recalentamiento hasta temperatura ambiente (T_0), originando un cambio reversible en la curva $M_s(T)$. Hay una disminución irreversible muy pequeña en la remanencia en cada ciclo de enfriamiento-calentamiento debido a que en la mayoría de la goetita, la remanencia tiene temperaturas de desbloqueo por encima de T_0 . Dekkers (1989) sugiere esta propiedad como un método no destructivo para la detección de la goetita.

La *lepidocrocita* (γ -FeOOH), es un constituyente menor en suelos y sedimentos. Su punto antiferromagnético de Néel ($T_N = 70\text{K}$, Johnson, 1969), está muy por debajo de T_0 y, por tanto, la lepidocrocita a temperatura ambiente no tiene remanencia. Su importancia se debe al hecho de que se deshidrata a maghemita fuertemente magnética cuando se calienta por encima de 250°C. La remanencia química adquirida, si la deshidratación tiene lugar en un campo magnético, tiene un comportamiento peculiar cuando la maghemita se invierte a hematites (alrededor de 450°C) (Fig. 2.6; Özdemir y Dunlop, 1993).

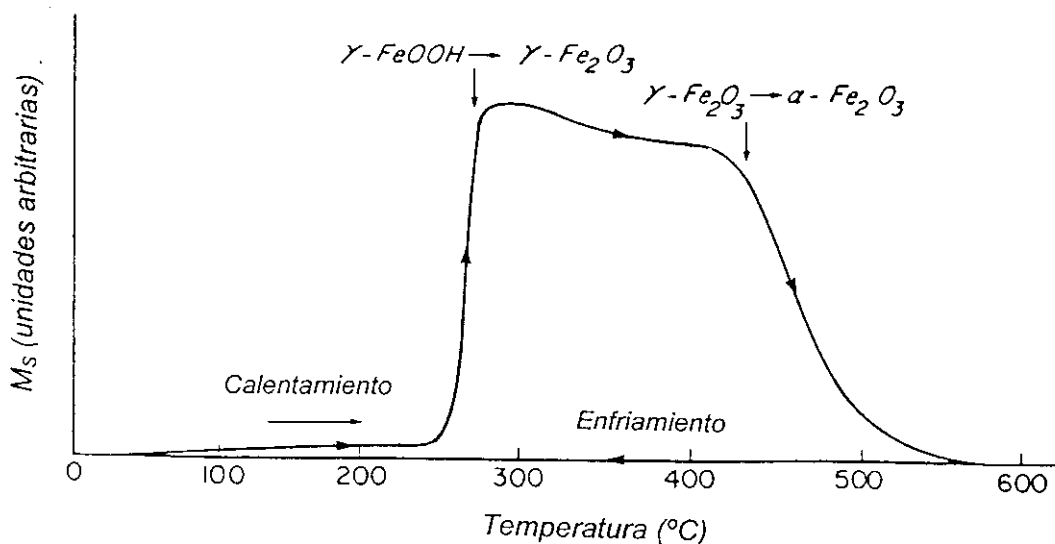


Fig 2.6: Curva termomagnética mostrando las transformaciones $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Solamente $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ es mineral ferrimagnético, por lo que posee valores elevados de M_s . (Tomado de Özdemir y Dunlop, 1993)

2.2.5.- SULFUROS DE HIERRO

La *greigita* (Fe_3S_4), se forma normalmente en sedimentos en ausencia de oxígeno, por ejemplo en el caso de reducción de sulfatos (Roberts, 1995). Las bacterias magnéticas se pueden biomineralizar como Fe_3S_4 (Mann et al, 1990; Fassbinder y Stanjek, 1994). La greigita es el sulfuro equivalente a la magnetita y tiene la misma estructura de espinela inversa. Es un mineral ferrimagnético, pero su M_s es sólo $\approx 1/4$ de M_s en la magnetita (Hoffmann, 1992). La T_c es alrededor de 330 °C. Las coercitividades de la greigita SD (Diaz Ricci y Kirschvink, 1992) son suficientes para asegurar una remanencia estable.

La *pirrotita* (Fe_{1-x}S) se puede encontrar en rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, y raras veces domina la remanencia de la roca. La pirrotita natural es una mezcla del mineral monoclinico Fe_7S_8 , el cual es ferrimagnético, y una fase antiferromagnética hexagonal como Fe_9S_{10} y $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. La pirrotita monoclinica posee el mismo comportamiento ferrimagnético que la maghemita debido a la deficiencia de cationes y el orden de huecos. Su *temperatura de Curie* es 320 °C.

La *pirrotita hexagonal* (Fe_9S_{10}) también es ferrimagnética en un rango de temperatura restringido, entre 200 °C y su temperatura de Curie (≈ 265 °C) (Schwarz y Vaughan, 1972).

La *pirrotita monoclinica* (Fe_7S_8), a bajas temperaturas, 30-35 K, posee una transición en la remanencia y fuerza coercitiva, por la cual se le puede reconocer.

Durante la desmagnetización térmica de una roca por encima de 500 °C, la pirrotita se transforma irreversiblemente, normalmente en magnetita (Bina y Daly, 1994). Si el campo ambiental no es nulo puede adquirir una remanencia química. A temperaturas mayores, la pirrotita se transforma en hematites, directamente o por oxidación de la magnetita (Dekkers, 1990).

Tabla 2.1: Propiedades magnéticas de algunos minerales

| Mineral | Composición | M_s (kA/m) | T_c (°C) |
|-----------------|--|---------------|---------------|
| Hierro | $\alpha\text{-Fe}$ | 1715 | 765 |
| Magnetita | Fe_3O_4 | 480 | 580 |
| Maghemita | $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ | 380 | 590-675 |
| Titanomagnetita | $\text{Fe}_{2.5}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$ | 125 | 150 |
| Hematites | $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ | ≈ 2.5 | 675 |
| Goetita | $\alpha\text{-FeOOH}$ | ≈ 2 | 120 |
| Pirrotita | Fe_7O_8 | ≈ 80 | 320 |
| Greigita | Fe_3S_4 | ≈ 125 | ≈ 330 |

2.3.- DOMINIOS MAGNÉTICOS

2.3.1.- INTRODUCCIÓN

Landau y Lifschitz (1935) predijeron la existencia de dominios ferrimagnéticos como un medio de reducir la energía magnetostática o de desmagnetización. Con este fin, propusieron una estructura en capas (Fig. 2.7) con las siguientes características: a) la estructura de los dominios es laminar, con direcciones alternantes de magnetización (M_{s1} , M_{s2}) en el interior del cristal; b) los dominios de cierre son unas superficies con forma de cuña, con la magnetización del dominio de cierre (M_{sc}) paralela o casi paralela a la superficie del dominio; c) las paredes de separación entre dominios son estrechas (*paredes de Bloch*), en las cuales M_s rota 90° ó 180° entre dominios vecinos, dependiendo de la pared que se trate (Fig. 2.8). M_s es uniforme dentro de los dominios y los dominios de cierre, con lo cual no existen polos de volumen, y paralelo a las paredes de 180° , con lo que la densidad superficial de polos es $\sigma_m = \mathbf{M}_s \cdot \mathbf{n} = 0$, para esas paredes. Las paredes de 90° (en el caso de la magnetita 70.5° y 109.5°) biseccionan el ángulo que forman los vectores M_s de los dominios y M_{sc} de los dominios de cierre (ver Fig. 2.7). Por tanto, σ_m debido a los dominios se cancela exactamente con σ_m debido a los dominios de cierre y no aparecen polos superficiales en el interior de los límites.

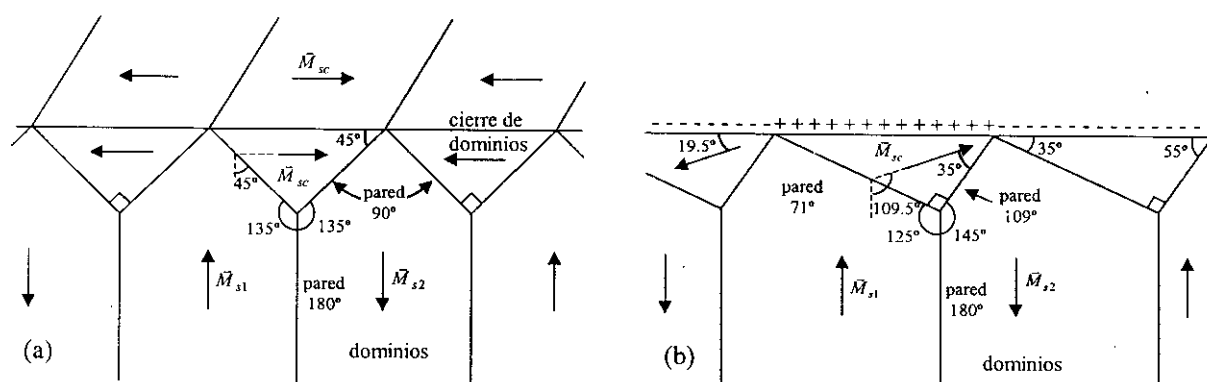


Fig. 2.7: (a) Estructura de Landau-Lifschitz, con el cuerpo y cierre de dominios separados por paredes de 90° , típico de un material con valor positivo de K_1 y con eje fácil $\langle 100 \rangle$. (b) Posible estructura de dominio para la magnetita, con los vectores M_s a lo largo del eje fácil $\langle 111 \rangle$ y con paredes de 71° y 109° separando los cierres y cuerpos de dominio. Esta estructura produce polos (+ y -) cuando M_{sc} corta la superficie del cristal. (Modificado de Özdemir *et al.*, 1995).

En el caso de un prisma rectangular ideal con $\langle 100 \rangle$ como ejes fáciles (Fig. 2.7a), no existen polos en la superficie del cristal debido a que los vectores M_s en los dominios internos y de cierre son paralelos. En el caso de la magnetita (Fig. 2.7b) los ejes fáciles son $\langle 111 \rangle$ y oblicuos a las caras del cristal, con lo cual aparecen polos superficiales (no se cancela σ_m debida a los dominios con la densidad debida a los dominios de cierre). Sin embargo, la energía de desmagnetización es tan importante en comparación con la energía de anisotropía cristalina que los vectores M_s cercanos al

límite del cristal serán desviados de $\langle 111 \rangle$ hasta tener una dirección casi paralela a la superficie, reduciendo enormemente σ_m .

Los dominios deben de tener forma simple (Fig 2.7). Dentro de las paredes de los dominios, los momentos rotan de un átomo al vecino y M_s cambia rápidamente en distancias muy pequeñas (0.1-0.5 μm) (Fig. 2.8). Debido a que en los dominios M_s tiende a ser paralela a la superficie, el flujo magnético fuera del cristal procedente de los dominios es pequeño, a menos que no haya dominios de cierre.

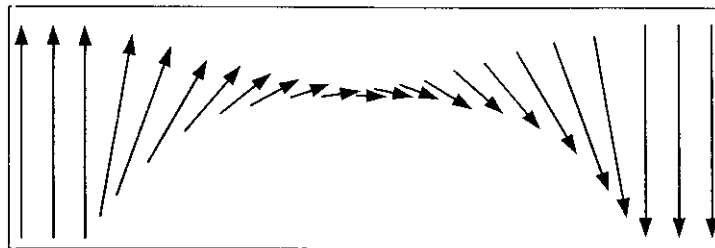


Fig. 2.8: Esquema de rotación de los momentos magnéticos atómicos a través de la pared de Bloch de 180° .

2.3.2.- ESTADOS MAGNÉTICOS DE UNA PARTÍCULA

Si la geometría de los granos es simple, los dominios tienen una forma sencilla y predecible. En la Fig. 2.9 se muestran, para una misma partícula, cuatro estados de mínima energía diferentes. En el *estado de dominio simple* (SD) (Fig.2.9a) existe una densidad alta de polos superficiales y, como consecuencia, una gran *energía magnetostática* asociada al campo interno, H_d y al externo, H_e . En el estado de dos dominios (2D) (Fig.2.9b), la densidad de polos superficiales no cambia pero los dominios son largos y estrechos en comparación con el estado SD. Su *factor de desmagnetización* (N) y la *energía de desmagnetización* (E_d) son alrededor de la mitad que los correspondientes valores en SD. Por otra parte, la pared ha sido creada a costa de energía de anisotropía cristalina y de canje. Energéticamente es más favorable dividir el grano por una pared paralela al eje longitudinal que al transversal.

En el caso del estado de cuatro dominios (4D) (Fig.2.9c), la partícula tiene láminas longitudinales como dominios, con valores pequeños del factor y de la energía de desmagnetización (E_d). Los ciclos de flujo externo de H_e que conectan las superficies de polos positivos y negativos son cortos y apretados, y generan una pequeña energía de campo aislado, sin embargo, la energía de las paredes se triplica.

Existe otra manera de reducir, o incluso anular, la energía de desmagnetización E_d , que consiste en añadir dominios de cierre al conjunto de dos dominios (Fig. 2.9d). En este caso no existen polos superficiales ni campo externo aislado; todo el flujo se completa dentro del cristal. La energía

de las paredes también se reduce en comparación con el caso de 4D. Sin embargo, este caso produce energía magnetostática adicional.

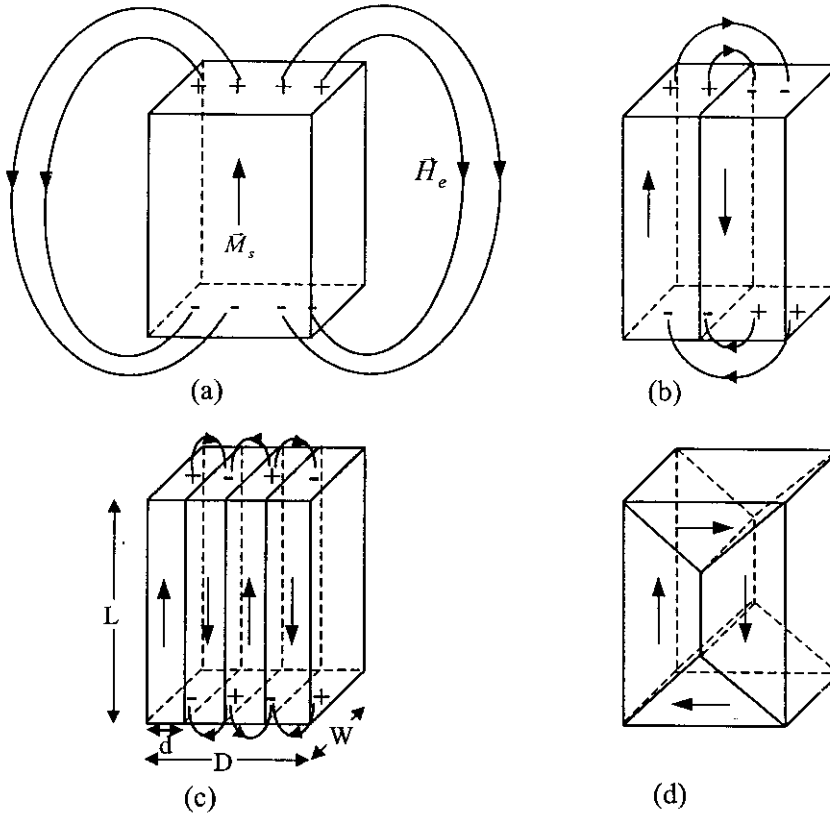


Fig 2.9: Estructuras de dominio alternativas para un mismo grano. (a) Estructura de dominio simple con polos + y - separados y conectados por grandes ciclos de flujo externo. (b) Estructura de dos dominios, con menor separación de polos, siendo el flujo externo menor que en el caso anterior. (c) Estado de cuatro dominios. (d) Estado de dos dominios con cierre de dominios. (Modificado de Dunlop y Özdemir, 1997).

En estas cuatro estructuras es posible el estado de mínima energía de la misma partícula. La estructura de dominios tiene siempre su origen en la posibilidad de disminuir la energía de un sistema pasando de una configuración saturada de energía magnética elevada a otra configuración con energía menor.

2.3.3.- GRANOS DOMINIO SIMPLE (SD) Y ESTADO SUPERPARAMAGNÉTICO (SP)

A) Tamaño crítico de dominio simple

El estado de **dominio simple** (SD) es el que tiene mayor interés debido a la estabilidad y al valor elevado de su remanencia. El *tamaño crítico* de los granos, d_c , por debajo del cual la estructura SD tiene menor energía que una de dos dominios (2D) u otra estructura, es el parámetro simple más

importante en magnetismo de rocas. Los granos con $D > d_0$ tendrán un estado de SD metaestable debido a la energía necesaria para la nucleación de una pared de dominio.

Siguiendo la teoría de Kittel (1949) y Butler y Banerjee (1975a y b), se puede estimar el valor de d_0 , que será el valor crítico para el cual las energías de las estructuras SD y 2D (Fig.2.10) son iguales. Este valor será $d_0 \propto 1/M_s^2$. M_s disminuye con el aumento de la temperatura, por tanto, granos que a temperatura ambiente son 2D, pueden transformarse en granos SD a alta temperatura, en particular cerca del punto de Curie (Fig. 2.10b). Los granos alargados, con factor de desmagnetización más pequeño, tendrán tamaño crítico d_0 mayor que los granos equidimensionales.

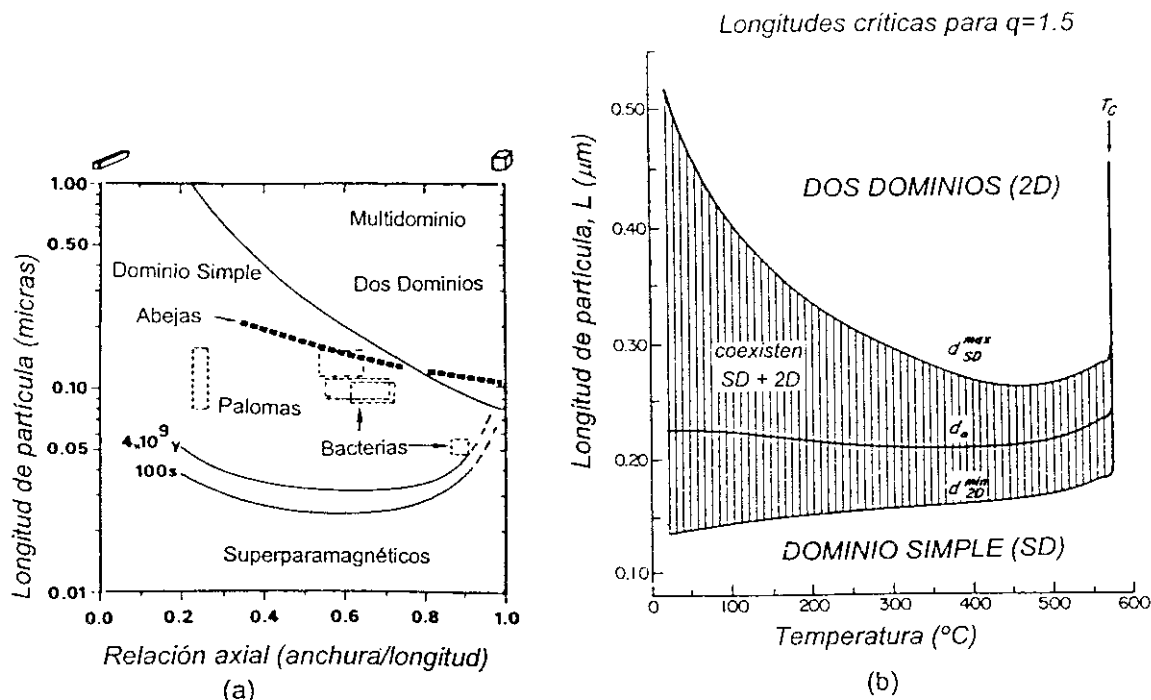


Fig 2.10: Tamaño crítico teórico de dominio simple, d_0 , para magnetita como función de (a) la elongación del grano y (b) la temperatura. (Modificado de Butler y Banerjee (1975b), Kirschvink (1983) y Dunlop *et al.* (1994)).

El efecto de M_s en d_0 se ve claramente cuando se comparan diferentes minerales. Hematites y goetita, débilmente magnéticas, tienen el límite superior del estado SD, d_0 , varios órdenes de magnitud mayor que la magnetita, fuertemente magnética, o que el hierro. En la Tabla 2.2 se comparan valores teóricos y experimentales del tamaño crítico d_0 a temperatura ambiente para algunos de los minerales magnéticos más comunes.

B) Umbral superparamagnético y superantiferromagnético

Bajo condiciones normales es improbable que se produzcan inversiones espontáneas de un grano SD, ya que la barrera de energía ΔE debido a la anisotropía cristalina (E_K), magnetoelástica (E_σ) o de forma (E_d) es mucho mayor que la energía térmica disponible. Sin embargo, E_K , E_σ y E_d son

proporcionales al volumen de la partícula, V . En granos pequeños, la barrera energética es comparable a $25kT$, donde k es la constante de Boltzmann y T es la temperatura. El efecto acumulativo de las excitaciones térmicas, una vez cada 10^{-9} s, más o menos, hace que sea probable la inversión del momento del grano SD una vez en algunos minutos. Esta condición térmica se llama **superparamagnetismo** (Bean y Livingston, 1959). El **umbral superparamagnético** (SP) es un límite inferior efectivo para el rango de SD estable.

Para estimar el tamaño umbral de SP, d_s , se iguala la energía barrera, VK , donde K es la constante de anisotropía, a la energía térmica $25kT$ necesaria, en una escala de tiempo de segundos a minutos. En el caso de un grano cúbico se obtiene:

$$d_s = (25kT/K)^{1/3} \quad (2.15)$$

La estimación de K a partir del valor magnetocristalino es $K = 1.64 \cdot 10^3 \text{ J/m}^3$, el cual se refiere a la rotación espacial de los espines. A partir de esta estimación, el tamaño del estado SP calculado para la magnetita a temperatura ambiente es $0.04 \text{ } \mu\text{m}$. Las estimaciones basadas en la anisotropía de forma, la cual generalmente produce una barrera mayor, calculan un tamaño más pequeño del estado SP, y más de acuerdo a los valores experimentales, de $0.025\text{-}0.03 \text{ } \mu\text{m}$ (Tabla 2.2).

Tabla 2.2 Límites superior e inferior (d_o y d_s) del tamaño de un grano dominio simple equidimensional de diferentes minerales, a temperatura ambiente. x, z son los parámetros de composición y oxidación, respectivamente.

| Mineral | Tamaño superparamagnético $d_s(\text{nm})$ | Tamaño crítico de dominio simple $d_o(\text{nm})$ |
|-------------------------|--|---|
| Hierro | 0.008^1 | 0.023^1 |
| | 0.026^2 | 0.017^2 |
| Magnetita | $0.025\text{-}0.030^{3,5}$ | $0.05\text{-}0.06^{4,6}$ |
| | | $0.079\text{-}0.084^{7,8}$ |
| Maghemita | | 0.06^9 |
| Titanomagnetita | 0.08^{10} | 0.2^{10} |
| ($x=0.55\text{-}0.6$) | | $\approx 0.6^{11,12}$ |
| Titanomaghemita | | 0.75^{12} |
| ($x=0.6, z=0.4$) | 0.05^{12} | 2.4^{12} |
| ($x=0.6, z=0.7$) | 0.09^{12} | |
| Hematites | $0.025\text{-}0.030^{13,14}$ | $15^{14,15}$ |
| Pirrotita | | 1.6^{16} |

¹Kneller y Luborsky (1963) - experimental; ²Butler y Banerjee (1975a) - teórico; ³McNab *et al.* (1968) - experimental; ⁴Dunlop (1973) - experimental; ⁵Dunlop y Bina (1977) - experimental; ⁶Argyle y Dunlop (1984) - teórico; ⁷Enkin y Dunlop (1987) - teórico; ⁸Enkin y Williams (1994) - Teórico; ⁹Morrish y Yu (1955) - teórico; ¹⁰Butler y Banerjee (1975b) - teórico; ¹¹Soffel (1971) - experimental; ¹²Moskowitz (1980) - teórico; ¹³Bando *et al* (1965) - experimental; ¹⁴Banerjee (1971) - experimental; ¹⁵Chevallier y Mathieu (1943) - experimental; ¹⁶Soffel (1977) - experimental.

En el caso de la magnetita y del hierro el rango de estado SD estable a temperatura ambiente es muy estrecho, por tanto, es extraño encontrar en la naturaleza granos de esos minerales en estado de equilibrio SD. Para titanomagnetita y pirrotita el rango de estado SD es más amplio, observándose el estado de equilibrio en granos tan grandes como 1 μm , y situación metaestable en granos SD incluso mayores. La hematites tiene un tamaño umbral de SP (d_s) similar al de la magnetita, pero el tamaño crítico estimado de SD (d_0) es casi tres órdenes de magnitud mayor, por tanto, la hematites se encontrará normalmente en estado SD estable.

El tamaño umbral de SP, d_s , depende sólo débilmente de las propiedades minerales, tales como la constante de anisotropía y la forma del grano y del tiempo. En cambio, d_s posee una fuerte dependencia con la temperatura T . La constante K debida a la anisotropía cristalina, magnetostática o de forma (y por tanto la barrera energética), disminuye rápidamente a cero cerca del punto de Curie. Incluso los granos mayores llegan a ser SP cerca de la temperatura de Curie. Esta capacidad de pasar rápidamente de condiciones térmicamente estables a inestables a temperaturas altas es la base de la *magnetización termorremanente (TRM)*.

2.3.4.- GRANOS MULTIDOMINIO (MD)

Los granos magnéticos multidominio son aquellos que se dividen espontáneamente en varios dominios magnéticos, cada uno de los cuales posee una magnetización espontánea dada, M_s , que es uniforme dentro de cada dominio, pero tiene distinta dirección en dominios diferentes. La orientación de los momentos magnéticos atómicos está sujeta, no sólo a la acción de las fuerzas resultantes de las energías de intercambio, magnetocristalina y térmica, sino también a la acción de la *energía magnetostática o de desmagnetización* (la cual se opone a la formación de dominios grandes). Por tanto, los dominios pueden existir ya que las interacciones dipolo-dipolo entre los momentos atómicos generan una energía magnetostática superior a la tendencia de las fuerzas de intercambio y anisotropía magnetocristalina para producir una magnetización uniforme.

La división de una muestra ferromagnética en dominios magnéticos, cuando los momentos de los dominios vecinos poseen direcciones opuestas, hace que el número de polos libres sea el menor posible y que el efecto desmagnetizante y la energía magnetostática del conjunto sean mínimos. Tanto el grosor como la energía de la pared o zona de transición (*pared de Bloch*) entre dominios vecinos son los resultantes del equilibrio entre la energía de intercambio y la energía magnetocristalina; la primera tiende a aumentar el grosor de la pared, mientras que la segunda tiende a disminuirla. El tamaño de un dominio será aquel que haga mínima su energía total, que es la suma de la energía de la pared del mismo y la magnetostática.

2.3.5.- GRANOS PSEUDO DOMINIO SIMPLE (PSD)

El rango de transición PSD entre el *estado de dominio simple* y *estado multidominio* tiene una gran importancia para el paleomagnetismo. La mayoría de los granos de magnetita en las rocas son mayores que el tamaño crítico de SD, $d_0 \approx 0.1 \mu\text{m}$, pero esas rocas poseen todavía una magnetización termorremanente mucho más dura e intensa que lo que se predice para los granos multidominio. No existe un salto brusco entre el estado SD y MD. Por ejemplo, para la magnetita, algunas propiedades magnéticas tales como la relación entre las magnetizaciones M_r/M_s y el campo coercitivo H_c no muestran un cambio abrupto desde SD hasta MD, sino que disminuyen continuamente por encima de d_0 hasta que alcanzan los valores característicos para los granos MD, alrededor de 10-20 μm .

El comportamiento del PSD parece más bien ser una característica intrínseca de granos MD pequeños que una propiedad especial de ciertos minerales. El mecanismo de comportamiento de los granos PSD todavía es un campo de estudio abierto. Las primeras teorías las planteó Verhoogen (1959), que lo explicó proponiendo regiones con espines inclinados (desviados) alrededor de las dislocaciones y Stacey (1963) que habló de “*discrección de Barkhausen*” de la posición de las paredes de dominios. En esos modelos, los momentos de los granos PSD no son independientes de los procesos de los granos MD (los momentos se pueden invertir solamente cuando las paredes se desplacen). Modelos recientes han demostrado que la remanencia de granos en el rango PSD se puede deber, bien a verdaderos granos SD en los que sus momentos se pueden invertir independientemente de los dominios que los rodean, por ejemplo, los momentos de las paredes de los dominios (Dunlop y Argyle, 1991), o bien a granos SD metaestables (con tamaño de grano por encima del tamaño crítico) en los cuales las paredes han fracasado en la renucleación tras la saturación (Halgedahl y Fuller, 1980, 1983; Halgedahl, 1991). Sin embargo, estos modelos sólo son aceptables para los valores más pequeños del rango observado del estado PSD. Granos de magnetita tan grandes como 10-100 μm pueden tener propiedades de PSD. La mayoría de los granos que llevan remanencia de interés paleomagnético tienen su tamaño contenido en el rango de PSD.

2.4.- HISTERÉISIS MAGNÉTICA DE GRANOS DOMINIO SIMPLE (SD)

2.4.1.- SUSCEPTIBILIDAD, REMANENCIA Y COERCITIVIDAD DE GRANOS SD

Con objeto de calcular un ciclo de histéresis para granos SD utilizamos la aproximación de Stoner y Wohlfarth (1948). Consideramos granos SD esféricos (con campo interno uniforme y tensor desmagnetización sencillo), con el eje de fácil imanación (longitudinal) formando un ángulo ϕ con el campo aplicado H_0 , el cual hace que M_s rote un ángulo θ desde dicho eje. Ignorando la energía

de intercambio (E_{ex}) y la energía de anisotropía (E_k), las cuales no cambian el resultado, obtenemos que la energía total para un grano SD es:

$$\begin{aligned} E(\theta, \phi) &= E_H + E_d = -\mu_0 V \mathbf{M}_s \cdot \mathbf{H}_0 + \frac{1}{2} \mu_0 V N(\theta) M_s^2 \\ &= -\mu_0 V M_s H_0 \cos(\phi - \theta) + \frac{1}{2} \mu_0 V (N_b - N_a) M_s^2 \sin^2 \theta \end{aligned} \quad (2.16)$$

donde, E_H y E_d son las energías debidas al campo magnético y de desmagnetización, respectivamente. N_a y N_b son los factores de desmagnetización cuando \mathbf{M}_s es paralela o perpendicular, respectivamente, al eje longitudinal. La energía de desmagnetización, E_d y, por tanto, el campo de desmagnetización, H_d , son mínimos para ángulos $\theta = 0^\circ, \pi$ (es decir, que el eje de fácil imanación y el campo aplicado tengan la misma dirección). En el equilibrio, $dE/d\theta = 0$, existiendo más de un valor de θ que satisface esta condición para un valor particular de H_0 . Esos valores de θ representan los puntos donde la energía es mínima, máxima, o posee puntos de inflexión, según:

$$\begin{aligned} \frac{d^2 E}{d\theta^2} &= \mu_0 V M_s [H_0 \cos(\phi - \theta) + (N_b - N_a) M_s \cos(2\theta)] \\ &\begin{matrix} > 0 \\ = 0 \\ < 0 \end{matrix} \end{aligned} \quad (2.17)$$

Cuando $\phi = 0^\circ$ y $\theta = 0^\circ$ (\mathbf{M}_s es paralelo a \mathbf{H}_0), ó $\phi = 0^\circ$ y $\theta = \pi$ (\mathbf{M}_s es opuesto a \mathbf{H}_0), ambos estados de mínima energía, se obtiene $|H_0| < (N_b - N_a) M_s = H_K$. H_K es la fuerza o campo coercitivo microscópico (llamada también *microcoercitividad* o *anisotropía de campo*) y es el campo crítico por encima del cual el momento del grano (\mathbf{M}_s) sufre una rotación irreversible desde la dirección de fácil imanación, para permanecer en orientación estable (H_K se puede deber también a la anisotropía magnetoelástica o magnetocristalina). El resultado es el ciclo de histéresis de la Fig. 2.11a.

Si \mathbf{H}_0 se aplica tal que $\phi = \pi/2$, la magnetización rota de manera reversible para todos los valores del campo produciendo una susceptibilidad constante M_s/H_K (Fig. 2.11b).

Si \mathbf{H}_0 se aplica según otro ángulo ϕ cualquiera, la representación de M frente H_0 muestra una combinación de comportamiento reversible e irreversible. En este caso, la magnetización tiene un salto en el valor crítico H_K , que es menor que el valor de H_K para $\phi = 0^\circ$ (Fig. 2.11c).

En el caso de un conjunto de granos SD orientados aleatoriamente y separados suficientemente entre si para poder despreciar las interacciones magnetostáticas entre ellos, la curva de histéresis promedio es la que se muestra en la Fig. 2.11d. La fuerza coercitiva promedio es aproximadamente $\frac{1}{2} H_K (\phi = 0)$, con lo cual:

$$H_c \approx \frac{1}{2} \frac{2K_u}{\mu_0 M_s} = \frac{1}{2} (N_b - N_a) M_s \quad (2.18)$$

o su equivalente para la *anisotropía magnetoelástica*, donde $K_u = \frac{1}{2} \mu_0 (N_b - N_a) M_s^2$

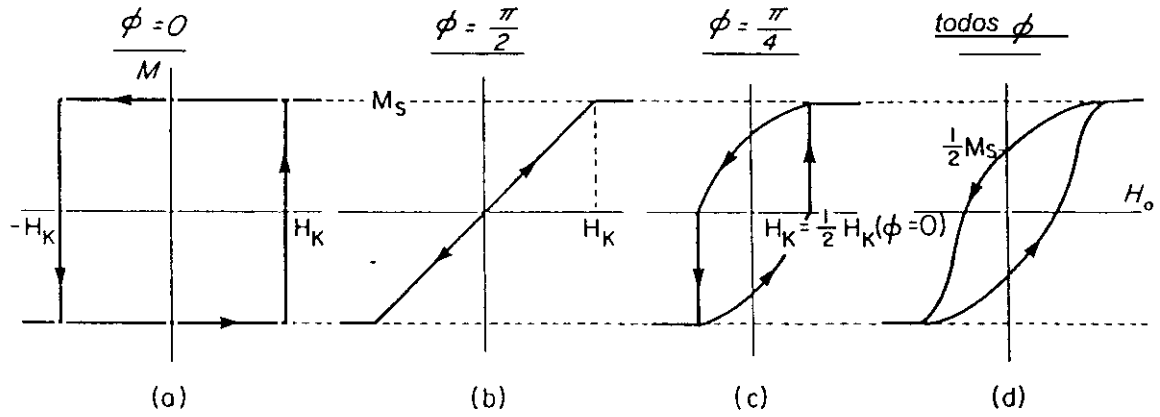


Fig 2.11: Teoría de Stoner-Wohlfarth: curvas de magnetización isothermal de granos SD esferoidales con los ejes fáciles de magnetización formando diferentes ángulos ϕ respecto al campo aplicado H_0 .

En el caso de magnetita SD con anisotropía cristalina cúbica y granos orientados aleatoriamente, considerando que $|K_1| = 1.35 \cdot 10^4 \text{ J/m}^3$ y $M_s = 480 \text{ kA/m}$, un valor típico de coercitividad es 20 mT. Éste es un valor mínimo o valor umbral, por debajo del cual H_0 no puede originar una rotación irreversible de M_i en un grano equidimensional de magnetita. Los granos de magnetita en rocas, poseen una elongación del orden de 1.5:1, y la coercitividad típica es de 30-50 mT, mayor que el valor umbral magnetocristalino.

En el estado de remanencia ($H_0 = 0$), después de la saturación, todos los vectores M_i están orientados según una dirección cercana a H_0 . Para anisotropía uniaxial están distribuidos isotrópicamente en media esfera, por tanto:

$$M_r = \int_0^{\pi/2} M_s \cos\phi \sin\phi d\phi = 0.5M_s, \quad (2.19)$$

donde ϕ es el ángulo entre M_i y H_0 cuando $H_0 \rightarrow 0$.

Por otra parte, la agitación térmica puede hacer fluctuar el ángulo z en ausencia de campo externo. Para que $\theta = \pi/2$ debido exclusivamente a la agitación térmica, será necesario un aporte de energía kT (k , constante de Boltzman) que contrarreste la energía de anisotropía (VK). Por tanto, en un conjunto de granos, el efecto de la agitación térmica permite el realineamiento de los momentos magnéticos de los granos con tiempo de relajación pequeños. Según Néel (1949), éste tiempo de relajación viene dado por:

$$\frac{1}{\tau} = \frac{2}{\tau'} \exp\left(-\frac{\mu_0 V M_s H_K}{2kT}\right) \quad (2.20)$$

donde $\tau' \approx 10^{-9} \text{ s}$, es el tiempo de reorganización atómica, V es el volumen del grano SD, M_s es la magnetización de saturación, H_K es el campo coercitivo microscópico, k es la constante de Boltzman y T es la temperatura.

Sin embargo, esta situación en la que los granos SD no interaccionan, no es la que se observa normalmente en las rocas. Las propiedades se modifican por interacción de los granos, influyendo dicha modificación en la estimación del tamaño de grano a partir de la dependencia de la susceptibilidad con el campo y con la temperatura (Creer, 1961).

2.4.2.- MAGNETIZACIÓN SUPERPARAMAGNÉTICA

En su activación térmica o condición superparamagnética, un grano SD no preserva remanencia. En estas condiciones todavía existen los estados de mínima energía definidos por la forma o ejes cristalinos fáciles, pero las barreras de energía son bajas entre ellos. La energía térmica rápidamente establece un equilibrio entre los estados cuando se produce algún cambio en H_0 ó T .

Bajo esas condiciones, cada partícula SD actúa como un momento de Langevin paramagnético, excepto que su momento $\mu = VM_s$ es muy grande en comparación al del átomo paramagnético. De ahí el término de *superparamagnetismo* (SP).

La magnetización reversible se puede calcular a partir de las ecuaciones (2.4) y (2.5). Para granos uniaxiales alineados con H_0 , y utilizando la función de Langevin, $L(\alpha)$, se obtiene:

$$M(H_0, T) = M_s L(\alpha) \left[\coth(\alpha) - \frac{1}{\alpha} \right]$$

donde $\alpha = \frac{\mu_0 VM_s H_0}{kT}$

(2.21)

En la Fig. 2.12a se representa la curva de magnetización superparamagnética para la magnetita. La curva alcanza la saturación a campos bajos en comparación a las curvas de magnetización de los granos SD y MD.

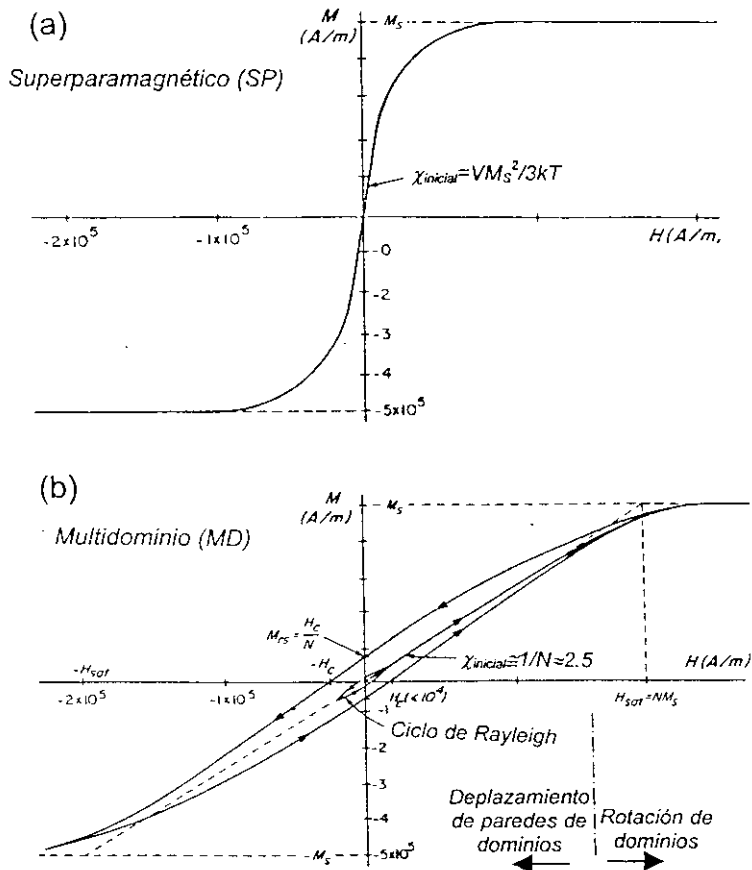


Fig 2.12: Curva de magnetización ideal para partículas de magnetita (a) en estado superparamagnético; (b) para un grano multidominio grande. (Modificado de Dunlop y Özdemir, 1997).

La susceptibilidad inicial $\chi_i = dM/dH_0 = \mu_0 VM_s^2 / 3kT$, de granos cúbicos de magnetita de 0.03 μm , a temperatura ambiente, es de 650 (SI), dos órdenes de magnitud superior que en el caso de las susceptibilidades típicas de granos SD y MD. Incluso una pequeña fracción de material SP en una muestra tiende a dominar la magnetización inducida.

Existen granos muy finos antiferromagnéticos que aumentan la susceptibilidad de tipo SP (Stacey y Banerjee, 1974), este fenómeno se denomina *superantiferromagnetismo*. Néel (1962) lo explicó como un resultado de los momentos magnéticos netos de los granos finos, debido a que la estructura antiferromagnética posee desigualdad estadística del número de cationes en dos subredes opuestas. Aunque su existencia se demostró experimentalmente (Cohen *et al.*, 1962), sus características todavía no se conocen bien. Es posible que los granos antiferromagnéticos muy finos posean tensiones internas muy altas, las cuales desvían los momentos atómicos, produciendo un aumento en la magnetización espontánea de dichos granos.

2.5.- HISTÉRESIS MAGNÉTICA DE GRANOS MULTIDOMINIO (MD)

2.5.1.- DESPLAZAMIENTO DE LAS PAREDES, NUCLEACIÓN Y ROTACIÓN DE DOMINIOS

Un grano multidominio (MD) responde a un campo aplicado H_0 según uno de los siguientes caminos: desplazamiento de las paredes, nucleación o rotación de los dominios. Los dominios en los que los vectores M_s están próximos a la dirección de H_0 están favorecidos energéticamente y aumentarán a expensas de otros dominios, siendo este aumento limitado por el consecuente aumento en la energía de desmagnetización, E_d . Este proceso se llama *desplazamiento de las paredes de los dominios*. Los espines acoplados que forman la pared rotan de manera reversible cambiando la posición de dicha pared.

En cristales reales de rocas, las imperfecciones, tales como impurezas en los átomos, inclusiones de una segunda fase y defectos en las redes, como por ejemplo dislocaciones, cambian localmente la *energía de la pared* por unidad de área, apareciendo polos magnéticos (por tanto, cambia E_d), o creando campos de tensión. En todos los casos, el efecto neto es inmovilizar la pared cerca del defecto. La energía se debe suministrar, aumentando H_0 , antes de que la pared se mueva, y cuando H_0 disminuya, la pared no volverá exactamente a su posición inicial. La inmovilización de la pared "wall pinning" producirá entonces la histéresis magnética y explicará tanto la remanencia, como la coercitividad (campo necesario para mover las paredes y cambiar la remanencia). En campos suficientemente altos, las paredes en su desplazamiento pueden atravesar un máximo de energía interna y llegar a una nueva posición de energía mínima estable. A este desplazamiento no reversible se le llama *efecto Barkhausen*. Aumentos adicionales del campo H_0 producirán el ordenamiento de las

magnetizaciones espontáneas M_s , según la dirección de fácil imanación del cristal, rotándolas hacia la dirección de H_0 .

Un campo aplicado produce también la **nucleación** de nuevos dominios. La nucleación necesita la rotación local de los espines en contra de la barrera debida a la anisotropía. Los campos necesarios para producir la rotación de los espines son, generalmente, mucho mayores que los campos responsables de la inmovilización de las paredes, sin embargo, las reducciones locales de la constante de anisotropía, K , alrededor de los defectos de la red, ayudarán en la nucleación. No obstante, aunque una concentración alta de defectos ayuda en la nucleación, obstaculiza el desplazamiento de las paredes.

La **rotación de los dominios** es, normalmente, un proceso más energético que el desplazamiento o la nucleación de las paredes debido a que debe realizarse en contra de la anisotropía de forma y cristalina. La rotación de los dominios es la única respuesta posible para los granos SD. Por esta razón se necesita un campo mucho mayor para cambiar la magnetización de un grano SD que la de uno MD. Los granos SD se les llama magnéticamente duros, mientras que los MD tienden a ser magnéticamente blandos.

2.5.2.- SUSCEPTIBILIDAD, REMANENCIA Y COERCITIVIDAD DE GRANOS MD

En la Figura 2.12b se muestra un ciclo de histéresis ideal (M frente a H) para un grano MD. Aunque la magnetización no vuelve exactamente a su estado original después de un ciclo de aumento y disminución de H_0 , la irreversibilidad es bastante pequeña. La linealidad del ciclo de histéresis resulta del balance entre los campos aplicado y de desmagnetización:

$$H_0 - NM = 0 \quad \text{ó bien} \quad M = H_0 / N \quad (2.22)$$

La susceptibilidad inicial es $\chi = dM/dH_0 = 1/N$ y el campo de saturación es NM_s . La histéresis o anchura del ciclo es consecuencia de la inmovilización de las paredes "*wall pinning*", de la nucleación o de ambos. Una medida directa de la fuerza de esos efectos es el **campo coercitivo**, H_c , que es el campo necesario para reducir M a cero en el ciclo descendiente. La relación entre la remanencia de saturación y el campo coercitivo es:

$$M_r = H_c / N \quad (2.23)$$

En el transcurso de adquisición de la saturación, el campo H_0 hace que las paredes superen sus posiciones de inmovilización y se produzca un movimiento irreversible de la pared (*saltos de Barkhausen*). Si la nucleación es el proceso dominante, algunos dominios se nuclean y propagan al aproximarse a la saturación. El proceso de magnetización es discontinuo, teniendo lugar en algunos pasos discretos, pero los pasos son tan pequeños que raras veces se pueden detectar en medidas macroscópicas de la magnetización. Asimismo, la remanencia total es la suma de algunos

desplazamientos individuales de las paredes de los dominios, los cuales no pueden resolverse macroscópicamente.

Si se aplican sólo pequeños campos, se produce un *ciclo de Rayleigh*. La *ley de magnetización de Rayleigh* es:

$$M = AH_0 + BH_0^2 \quad (2.24)$$

comenzando desde un estado desmagnetizado. En campos pequeños, algunas paredes se mueven sólo pequeñas distancias, permaneciendo próximas a sus centros de sujeción. El primer coeficiente de Rayleigh, A , explica este hecho, el cual es igual a la susceptibilidad reversible. El segundo coeficiente, B , describe cada proceso irreversible, incluyendo los saltos de pared o propagación transversal de los dominios.

En la Fig. 2.13 se comparan las curvas de magnetización para tres cristales de biotita que contienen inclusiones de magnetita de diferentes tamaños de grano, SP, SD y MD.

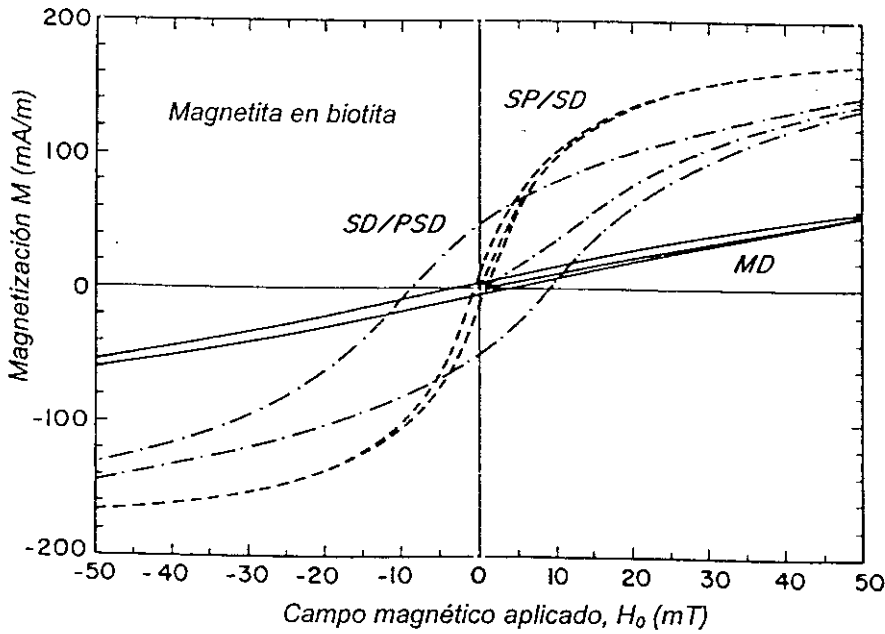


Fig. 2.13: Curvas de histéresis observadas para cristales de biotita que contienen inclusiones de magnetita. Las inclusiones tienen un rango de tamaño desde (SP), pasando por dominio simple (SD) y pseudo-dominio simple (PSD) hasta multidominio (MD). (Modificado de Dunlop y Özdemir, 1997).

2.6.- TÉCNICAS DE ANÁLISIS DE TAMAÑO DE GRANO E IDENTIFICACIÓN DE MINERALES

2.6.1.- HISTÉRESIS Y GRANULOMETRÍA MAGNÉTICA

Los parámetros de histéresis que normalmente se utilizan en el análisis de granulometría magnética son M_s , M_{rs} , H_c y H_{cr} , y las relaciones entre ellos. La utilización, desde hace relativamente poco tiempo, de instrumentos que nos permiten medir los ciclos de histéresis a temperatura ambiente y a baja temperatura, nos proporcionan en la actualidad una técnica muy valiosa de análisis de la mineralogía ferromagnética y del estado magnético en que se encuentran dichos minerales. Un método para informar acerca de la existencia de material SP es la comparación de ciclos de histéresis medidos a diferentes temperaturas, por debajo de T_0 (temperatura ambiente), y la determinación del valor de la relación M_{rs}/M_s . En la actualidad, gracias a la utilización del SQUID, es posible representar el desbloqueo de la remanencia de manera continua, creando en las muestras una SIRM a muy baja temperatura (5-10 K) y luego calentándolas a T_0 .

Relación entre los parámetros de histéresis para granos MD ideales

Las relaciones entre las remanencias M_{rs}/M_s y coercitividades H_{cr}/H_c poseen valores característicos para granos SD y granos MD “grandes”. Aunque no hay un tamaño definitivo por encima del cual los granos MD son “grandes” y se comportan como MD “ideales”. La tensión interna elevada reduce χ_i (susceptibilidad intrínseca), debido a que las paredes tienden a estar fuertemente bloqueadas. Se considera que el comportamiento ideal de MD se produce en granos MD grandes cuando la mayoría de las paredes presentes responden al campo magnetizante H_d , ($H_d = -NM$), de manera que la nucleación de los dominios sea el mecanismo responsable de la magnetización.

Un ciclo de histéresis ideal es el que se muestra en la Fig. 2.12b. Éste tiene una pendiente $1/N$, la cual es el límite de $\chi_0 = \chi_i (1 + N\chi_i)^{-1}$ cuando χ_i es grande ($\chi_i \gg 1/N$). Si el ciclo de histéresis es esencialmente lineal en una sección pequeña entre M_{rs} y $-H_c$, entonces $M_{rs} \approx H_c/N$, donde el valor de H_c dependerá de la medida en que la pared queda bloqueada por las dislocaciones y otros defectos en la red. Para la magnetita su valor no es, probablemente, mayor que 10 mT, y para granos equidimensionales $N_{MD} = 1/3$ en SI, considerando $M_s = 480$ kA/m, se obtiene:

$$\frac{M_{rs}}{M_s} \approx \frac{H_c}{NM_s} \leq 0.05 \quad (2.25)$$

Dunlop (1984), siguiendo la teoría de Néel (1955), comparó el campo interno (H_i) con el campo externo (H_0) en los ciclos de histéresis ($M(H_i)$ y $M(H_0)$, respectivamente) de un conjunto de

granos MD pequeños (2 ó 3 dominios) con objeto de conocer H_{cr} . El campo interno lo simuló a partir de $M(H_0)$ y a partir de consideraciones geométricas obtuvo, comparando estos dos ciclos, la relación:

$$H_{cr} \approx (1 + N\chi_i)H_c \quad \text{ó bien} \quad H_{cr}/H_c \approx 1 + N\chi_i \approx \alpha^{-1} \quad (2.26)$$

Sustituyendo un valor típico $\chi_i = 10$, se obtiene que la relación entre los campos coercitivos es $H_{cr}/H_c \approx 4$, que con frecuencia se considera el límite inferior de H_{cr}/H_c para granos MD. Sin embargo, si se reduce la tensión interna y el bloqueo de las paredes, de manera que $\chi_i \gg 10$, dicha relación puede tener valores más elevados.

Relación entre los parámetros de histéresis para granos SD

En la Fig 2.11d se muestra la curva teórica para un grano SD uniaxial orientado aleatoriamente. Después de alcanzar la saturación el conjunto de los granos para H_0 , la magnetización espontánea M_s de cada grano SD rota hacia la dirección de fácil imanación cuando $H_0 \rightarrow 0$. El cálculo de M_{rs}/M_s es puramente geométrico, obteniéndose, por ejemplo, los siguientes resultados (Dunlop, 1971; Joffe y Heuberger, 1974):

| | | |
|----------------------|--|--------|
| $M_{rs}/M_s = 0.500$ | uniaxial | |
| 0.866 | cúbico, $\langle 111 \rangle$ ejes fáciles (magnetita) | |
| 0.832 | cúbico, $\langle 100 \rangle$ ejes fáciles (TM60) | (2.27) |
| 0.500-0.637 | uniaxial, plano fácil (hematites) | |
| 0.750-0.955 | triaxial, plano fácil (hematites) | |

En el caso de la hematites, los valores inferiores de M_{rs}/M_s corresponden al caso de saturación completa (M_s se extrae del plano basal fácil y se orienta en la dirección de H_0) y los valores mayores son los obtenidos cuando M_s permanece bloqueada en el plano fácil tras aplicar un campo máximo H_0 .

La estimación de H_{cr}/H_c no es tan simple. Para rotación coherente en granos orientados aleatoriamente y considerando una sola fuerza coercitiva microscópica H_K , $H_{cr}/H_K = 0.524$, en el caso de anisotropía uniaxial (Wohlfarth, 1958). Por otra parte $H_{cr}/H_K = 0.204$ y 0.333 para anisotropía cúbica con $\langle 111 \rangle$ y $\langle 100 \rangle$ como ejes fáciles, respectivamente (Joffe y Heuberger, 1974), y 0.642 en el caso de anisotropía uniaxial dentro de un plano fácil (Dunlop, 1971). H_c se calcula promediando ciclos de histéresis a diferentes ángulos (Stoner y Wohlfarth, 1948), obteniéndose $H_{cr}/H_c = 1.04-1.09$ (Wohlfarth, 1958; Joffe y Heuberger, 1974). Sin embargo, una distribución de microcoercitividads H_K puede producir relaciones H_{cr}/H_c de hasta 2 (Gaunt, 1960), no obstante, como H_{cr} nunca puede ser superior a H_c , se puede considerar que,

$$1 \leq H_{cr}/H_c \leq 2 \quad \text{para SD uniaxial} \quad (2.28)$$

El valor de la relación entre coercitividades que se utiliza normalmente en el estudio de suelos y sedimentos es $H_{cr}/H_c = 1.5$, considerándose el límite del estado SD para la magnetita (Day *et al.*, 1977).

Correlación entre M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c

El poder discriminatorio de H_{cr}/H_c es menor que el de M_{rs}/M_s . Sin embargo, la utilización de la combinación de ambos parámetros simultáneamente por medio de un dibujo de M_{rs}/M_s frente H_{cr}/H_c (Day *et al.*, 1977; figura 2.14), permite estimar el estado magnético de los granos de magnetita estudiada. Los puntos que se encuentran entre la región SD ($M_{rs}/M_s \geq 0.5$, $H_{cr}/H_c \approx 1$) y la región de MD ideal ($M_{rs}/M_s \leq 0.05$, $H_{cr}/H_c \geq 4$) se refieren a la región PSD.

Jackson (1990) argumentó que los valores de H_{cr}/H_c inusualmente elevados pueden deberse a la mezcla entre granos SP y SD estables. La alta magnetización inducida de granos SP, incluso en campos pequeños y negativos, podría anular la magnetización estable M_{rs} de granos SD o mayores, produciendo un valor bajo y anómalo de H_c , en cambio, H_{cr} no se ve afectada por la contribución de granos SP. El valor de M_{rs}/M_s también se reduciría con adición de material SP.

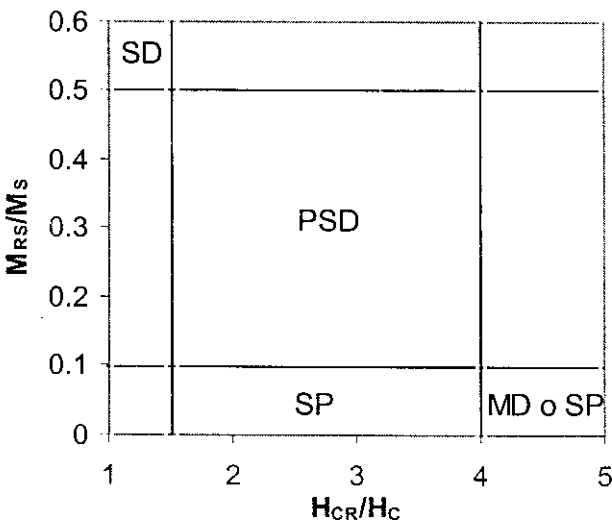


Fig. 2.14: Clasificación del estado de la magnetita en función de la relación entre coercitividades y remanencias. (Modificado de Day, 1977).

Histéresis de mezclas

Las rocas y sedimentos no siempre contienen granos en un solo estado magnético ni un solo tipo de mineral. Aunque aparentemente los ciclos de histéresis clásicos para granos dominio simple, pseudodominio y multidominio, descritos en la bibliografía, ocurren en muestras naturales, la realidad

es que los ciclos están normalmente distorsionados, debido a mezclas de diferentes estados magnéticos y diferentes fases. Estas mezclas magnéticas se pueden manifestar de diversas formas: a) ciclos de histéresis estrechados o constreñidos (*“wasp-waisted”*) (Roberts *et al.*, 1995; Channell y McCabe, 1994 y Tauxe *et al.*, 1996) (Fig. 2.15) que resultan de la combinación de dos fases magnéticas de coercitividades muy diferentes, o bien de la combinación de granos en estado SD y SP (que se saturan rápidamente); b) ciclos de histéresis ensanchados (*“potbellies”*), generados a partir de una mezcla de granos SD y SP (con pendientes iniciales pequeñas y que saturan a altos campos) (Tauxe *et al.*, 1996). Por ejemplo, una magnetización negativa inducida de una cantidad suficiente de magnetita SP anulará la remanencia de la magnetita SD estable en campos inversos muy pequeños, produciendo la constricción del ciclo. En campos más altos, la magnetización SD se ve menos afectada ya que la magnetización SP satura rápidamente y, por tanto, el ciclo se abre. La mezcla de dos minerales, uno magnéticamente blando, como magnetita y otro duro, como hematites, pueden producir ciclos de histéresis constreñidos si las dos fases contribuyen de manera comparable a la magnetización. En la bibliografía no son muy comunes ejemplos naturales de este tipo de comportamiento, debido a que para que la contribución a la magnetización sea comparable para la magnetita y hematites, este último mineral debe ser 100 veces más abundante que la magnetita en la roca, especialmente a campos bajos.

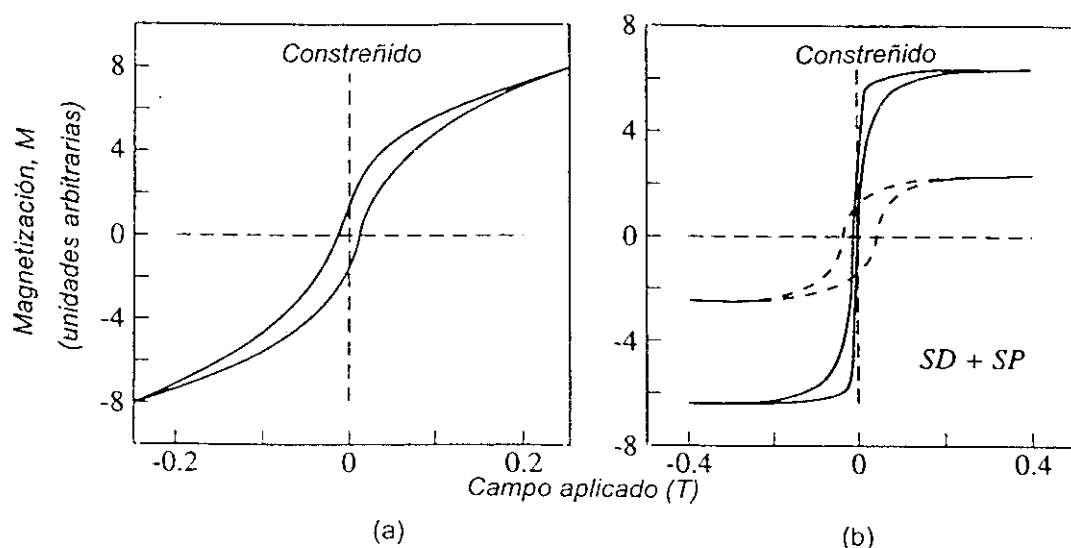


Fig. 2.15: Ciclos de histéresis constreñidos *“wasp-waisted”* (a) en cristales basálticos submarinos (sin corregir por la contribución de minerales paramagnéticos); (b) en una modelización de una combinación lineal (curva continua) de un conjunto de granos SD (línea discontinua) con un conjunto de granos SP. (Modificado de Tauxe *et al.*, 1996).

Las mezclas menos extremas de fases mineralógicas o estados de dominios muestran ciclos de histéresis menos impresionantes, no obstante, contienen información muy útil acerca de las propiedades magnéticas y las cantidades relativas de fases diferentes. Los suelos y sedimentos son

magnéticamente muy heterogéneos. Pueden contener óxidos de hierro y sulfuros detríticos, diagenéticos, autigénicos y biogénicos, tales como magnetita, hematites, goetita, pirrotita y greigita. En este estudio se presentan diferentes ciclos de histéresis con un amplio grado de constreñimiento y, en algunos casos, los ciclos de histéresis están dominados por la fracción de alta coercitividad. Se han desarrollado algunos métodos con objeto de analizar los datos de la histéresis y extraer las contribuciones de dos o más minerales y fracciones de tamaños de grano, tal y como describen Thompson y Peters (1995). Sin embargo, es tanta la variedad de tipos de curvas posibles que hacen muy complicado el problema de deconvolución. Tauxe *et al.*, 1996, sugirieron un método para diferenciar si los ciclos de histéresis constreñidos se debe a mezcla de magnetita en dos estados magnéticos SD y SP, o bien a una mezcla de dos minerales de coercitividad diferente. Con este objetivo definieron la curva ΔM , que es la diferencia entre el ciclo ascendente y descendente para $B > 0$, frente al campo magnético aplicado, B . Una disminución monótona se puede interpretar como una sola población de partículas portadoras de remanencia, mientras que saltos en la pendiente muestran mezclas de fases magnéticas de diferentes coercitividades.

Parámetros de histéresis en función de la temperatura

En la actualidad y gracias a la utilización de magnetómetros SQUID, es posible obtener medidas de histéresis a altas y bajas temperaturas. Los parámetros obtenidos se pueden utilizar de formas diferentes. Por ejemplo, es posible detectar cambios en el estado de los dominios magnéticos a altas y bajas temperaturas, a partir de las medidas de M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c o H_c/M_{rs} . En magnetitas y titanomagnetitas en estado SD o próximo a él, M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c son prácticamente invariables con la temperatura, excepto en el rango justo por debajo de T_C , donde M_{rs}/M_s disminuye y H_{cr}/H_c aumenta al ir disminuyendo la cantidad de granos en estado SP presentes en la muestra, puesto que tanto M_{rs} como H_c disminuyen (Özdemir y O'Reilly, 1981, 1982; Dunlop, 1987).

Por otra parte, se pueden detectar cambios en el estado de dominios magnéticos utilizando el parámetro de desmagnetización N , el cual depende del número de dominios. De forma aproximada se puede representar $H_c(T)/M_{rs}(T)$ frente a la temperatura ya que $N(T) \approx H_c(T)/M_{rs}(T)$. Sin embargo, este método no detecta cambios grandes en la estructura de dominio de magnetita muy fina durante el calentamiento o enfriamiento.

Otra aplicación del uso de $H_c(T)$ es inferir el mecanismo de inmovilización o bloqueo de las paredes en la magnetita (Hodych, 1982; Dunlop y Bina, 1977; Heider *et al.* 1987).

2.6.2.- ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (χ)

El comportamiento magnético de las rocas está determinado por la contribución de minerales ferri- y antiferromagnéticos (trazas) dentro de una matriz dia- y paramagnética, por tanto todos estos

minerales intervienen en la medida de χ en campos pequeños. En primera aproximación este parámetro es una medida rápida de la concentración de magnetita (Thompson y Oldfield, 1986), sin embargo, en algunos casos tales como en suelos, la contribución de minerales paramagnéticos (cuarzos y feldespatos, principalmente) puede ser importante, de manera que dominen el valor de χ . Este parámetro refleja también variaciones en tamaño de grano. Por ejemplo, una elevada concentración de magnetita SP aumenta mucho el valor de χ . Por tanto, la utilización de dicho parámetro en el estudio de propiedades magnéticas en suelos debe ir acompañada siempre del análisis de otros parámetros magnéticos (por ejemplo IRM, ARM y relaciones entre ellos) y del análisis de χ a diferentes frecuencias y temperaturas.

a) Análisis de la susceptibilidad magnética a diferentes frecuencias y temperatura ambiente.

La medida de χ a dos frecuencias (0.47 y 4.7 KHz) permite evaluar la variación de la susceptibilidad con la frecuencia (χ_{fd}). Este parámetro se define como:

$$\chi_{fd} = 100 \left(\frac{\chi_{lf} - \chi_{hf}}{\chi_{lf}} \right) \quad (2.29)$$

donde χ_{fd} es la *dependencia de la susceptibilidad con la frecuencia* y χ_{lf} y χ_{hf} son las susceptibilidades medidas a baja y alta frecuencia, respectivamente. χ_{fd} indica la presencia de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD (Maher, 1988), ya que a altas frecuencias un conjunto de granos SP (cerca del límite SP/SD) se quedarán bloqueados, de manera que contribuirán al valor de la susceptibilidad como granos SD, ya que a esas frecuencias son estables. El valor máximo, al que con frecuencia se hace referencia en la bibliografía, de $\chi_{fd} = 14\%$ fue dado por Stephenson (1971) para una distribución particular de tamaño de grano, en la cual el número de granos en un rango de volumen dado es inversamente proporcional al cuadrado del volumen. Por otra parte, en el caso de suelos y sedimentos en los que, en general, el contenido de magnetita en la muestra es bajo ($< 0.1\%$), la contribución de minerales paramagnéticos disminuirán el valor de χ_{fd} (Worm, 1998). Por tanto, en la interpretación de los valores de este parámetro es necesario tener en cuenta estas consideraciones, de manera que será una medida cualitativa de la concentración de granos SP, en el límite SP/SD ($\sim 0.01 - 0.03 \mu\text{m}$). En el caso de magnetita en estado MD no se observa tampoco esta dependencia de χ con la frecuencia.

b) Análisis de la χ a bajas temperaturas e identificación de minerales.

La susceptibilidad varía con la temperatura de manera más complicada que la magnetización de saturación, ya que χ es sensible a las tensiones internas y a la anisotropía cristalina, parámetros que varían con la temperatura. En la Figura 2.16 se muestran cambios típicos de $\chi(T)$ para cristales de magnetita de diferentes tamaños de grano y composiciones.

En el intervalo comprendido entre 77 y 293 K, la χ para los minerales diamagnéticos, antiferromagnéticos y la mayoría de los ferrimagnéticos de interés en los suelos, es independiente de la temperatura. Según la *ley de Curie-Weiss*, la susceptibilidad de los minerales paramagnéticos (χ_{para}) es función de la temperatura, según $\chi_{para} = C/(T - \theta)$, donde C es la constante de Curie y θ es la temperatura de Curie paramagnética, de manera que en el intervalo comprendido entre 77 y 293 K, la χ_{para} aumentará linealmente con la disminución de T . Los granos SP siguen una ley similar para temperaturas por encima de su temperatura de bloqueo; enfriando estos granos por debajo de dicha temperatura, la susceptibilidad cae rápidamente al quedar bloqueada la magnetización de saturación, de manera que la coercitividad aumenta. Por tanto, medidas de χ a baja temperatura (77 K), pueden proporcionar información acerca de la importancia relativa de la contribución de minerales paramagnéticos y superparamagnéticos. En este trabajo se ha medido la χ de todas las muestras a 77 y 293 K, representándose perfiles de estas medidas frente a la profundidad. Comparando las dos curvas χ_{77} (77 K) y χ_{293} (293 K) se puede evaluar la importancia relativa de los minerales SP (disminuyen el valor de χ a 77 K) y paramagnéticos (su contribución en el valor de χ aumenta a 77 K).

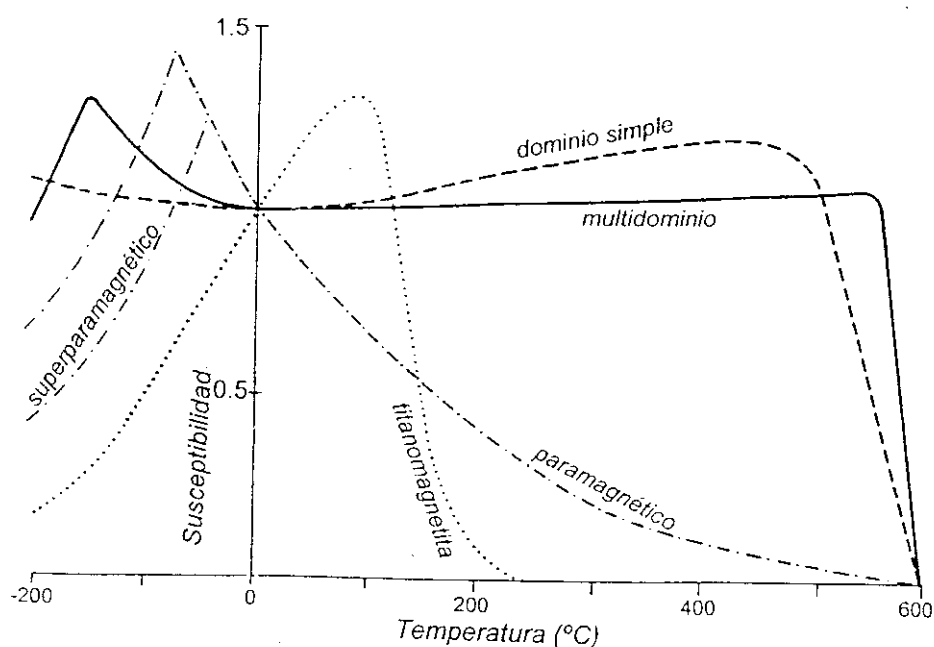


Fig. 2.16: Curvas de susceptibilidad a campo bajo frente a la temperatura para magnetita en diferentes estados magnéticos y de diferente composición. Las curvas están normalizadas respecto a la susceptibilidad equivalente a 0 °C. Titanomagnetita (línea punteada), magnetita dominio simple (línea discontinua), granos multidominio (línea continua), granos superparamagnéticos (línea discontinua con puntos). La temperatura del pico de susceptibilidad de los granos SP depende de su volumen. (Modificado de Thompson y Oldfield, 1996).

La medida de χ a bajas temperaturas es más efectivo como método de detección de magnetita SP que χ_{fd} , ya que el método de la temperatura detecta un mayor espectro de tamaños de grano SP (aquellos cuya T_{bloqueo} esté comprendida entre 77 y 293 K), mientras que χ_{fd} es sensible a los granos SP que quedan bloqueados a altas frecuencias (granos viscosos, SP cerca del límite SP/SD).

Otra posibilidad de utilización de $\chi(T)$ es la medida continua de χ con la temperatura desde 77 K hasta 293 K. Si se representa $\chi_0/\chi(T)$ (siendo χ_0 el valor de χ para 293 K) o bien la inversa de la susceptibilidad frente a la temperatura $1/\chi(T)$, es posible estimar la contribución relativa de minerales ferri- y paramagnéticos en la muestra (Fig. 2.19). Si ésta es completamente paramagnética, la función $\chi_0/\chi(T)$ es una línea recta que pasa por el origen, mientras que si la muestra es completamente ferrimagnética, $\chi(T) = \text{cte}$ para temperaturas superiores a 118 K (temperatura de *transición de Verwey*). Para temperaturas próximas a 293 K y una mezcla de material para- y ferrimagnético, la importancia de la contribución de las fases mineralógicas ferrimagnéticas respecto las fases paramagnéticas aumenta, de manera que $\chi_0/\chi(T)$ en esa región no se ajusta a una recta (Schultz-Krutisch y Heller, 1985; Richter y van der Pluijm, 1994; Fig. 2.17). Este método, utilizado en muestras naturales, es tan sólo cualitativo, ya que los minerales superparamagnéticos no son independientes de la temperatura y, por tanto, la relación ferri-paramagnéticos no es tan simple. La ventaja de utilizar este método de medida de χ a bajas temperaturas es que durante el proceso de enfriamiento las muestras no sufren alteraciones químicas. En cambio, durante el proceso de calentamiento (293–973 K) las muestras de suelos sufren transformaciones químicas irreversibles.

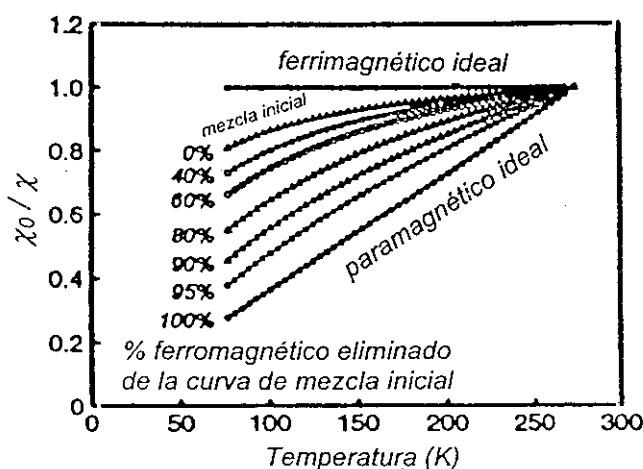


Fig. 2.17: Relación entre χ_0/χ en función de la temperatura. Se trata de un modelo numérico de curvas paramagnéticas y ferrimagnéticas ideales. El ajuste lineal de las curvas es mejor cuanto menor sea la contribución de minerales ferrimagnéticos. (Tomado de Richter y van der Pluijm, 1994).

c) *Análisis de χ a diferentes campos.*

Otro método de conocer la concentración de minerales ferrimagnéticos es utilizando las medidas de susceptibilidad a diferentes campos. Este método se basa en que a campos altos, los minerales ferrimagnéticos no contribuyen en el valor de χ , de manera que es posible calcular su contribución en la muestra, $\chi_{ferri} = \chi_0 - \chi_{HF}$, siendo necesario determinar la χ_{HF} para valores de un campo superior al que produce la saturación de los minerales ferrimagnéticos. Sin embargo, este método no ha podido utilizarse debido a que las medidas de dicho parámetro para campos bajos y altos se llevó a cabo con diferente instrumentación (Kappabridge y Micromag (modelo 2900 AGM)).

2.6.3.- REMANENCIAS MAGNÉTICAS ADQUIRIDAS EN EL LABORATORIO

A) Magnetización remanente anhisterética (ARM)

Si el campo aplicado durante la desmagnetización por AF no es perfectamente simétrico, el efecto neto es la superposición de un campo H_0 continuo al campo alterno H . Si se hace disminuir la intensidad de ambos campos suavemente, como resultado de este proceso, la muestra adquiere una **magnetización remanente anhisterética (ARM)** en la dirección de H_0 .

La ARM es magnéticamente dura, siendo su fuerza coercitiva $\approx H+H_0$, y no H_0 . Su intensidad, M_{ar} , depende de la dirección relativa de H_0 y H .

La *susceptibilidad anhisterética* o *susceptibilidad de la ARM*, $\chi_{ARM} = dM_{ar}/dH_0$, no la predice correctamente la teoría de Néel de SD, ya que debería ser infinita, por ejemplo, una pequeña desviación del campo debería bloquear todos los momentos paralelos a H_0 . Sin embargo, los campos de interacción de los granos en el caso SD y los campos de desmagnetización internos en el caso de MD proporcionan un valor finito de la susceptibilidad anhisterética (Jaep, 1969; Veitch, 1984). La respuesta de los granos en estado SD y PSD a la ARM es más efectiva que la de los granos en estado MD.

Como la ARM afecta a la distribución completa de los granos magnéticos, se considera, en general, que la ARM es análoga a la TRM producida por el mismo campo H_0 , de manera que la desimanación por campos alternos produce el efecto aleatorio en la creación de ARM, tal y como lo producen las excitaciones térmicas en el caso de TRM. Sin embargo, la ventaja de la utilización de la ARM respecto a la TRM, es que se evita producir alteraciones químicas a las muestras.

En el caso de la magnetita, la intensidad de la ARM depende tanto de la concentración de dicho mineral presente en la muestra como del tamaño de grano. Por ejemplo, para este mineral, la ARM es casi un orden de magnitud mayor en granos de tamaño de 0.1 μm que en granos de 1 μm .

Banerjee *et al.* (1981) y King *et al.* (1982) sugirieron comparar la susceptibilidad anhisterética χ_{ARM} con la susceptibilidad inicial χ_0 para detectar las variaciones en tamaño de grano de los minerales magnéticos presentes en una muestra de roca o sedimento. La susceptibilidad inicial, probablemente, es el parámetro magnético que menos depende del tamaño en un amplio rango de tamaños de grano. Por ejemplo, es aproximadamente igual para magnetita en estados SD y MD (Hunt *et al.* 1995). Por esta razón se utiliza la relación entre ambas susceptibilidades como indicador del tamaño de grano. Sin embargo, puesto que en las medidas de χ intervienen también la contribución de granos superparamagnéticos y paramagnéticos (por ejemplo, lepidocrocita) que no intervienen en la medida de χ_{ARM} , es más conveniente utilizar la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ con dicho objetivo. En el rango de dominio simple (SD) y tamaño de grano mayor la χ_{ARM} es un buen indicador del tamaño de grano. En el caso de la magnetita es especialmente sensible para granos de tamaño $<1 \mu m$, siendo más sensible a los granos finos que χ o IRM. Éste es el rango de tamaño de grano de mayor interés en el estudio de suelos, sedimentos marinos, loess transportados por el viento y sedimentos de aluviones y fangos.

Sin embargo, la utilización de χ_{ARM} para estimar el tamaño de grano debe realizarse con cuidado ya que concentraciones magnéticas elevadas producen una fuerte interacción entre granos magnéticos, provocando una disminución del valor de χ_{ARM} . Yamazaki e Ioka, 1997, proponen un método de corrección de χ_{ARM}/χ_0 por la influencia de las interacciones magnéticas.

La magnetización remanente anhisterética tiene diferentes aplicaciones entre las que podemos destacar: a) estimación del estado magnético de partículas de magnetita y maghemita (Johnson *et al.*, 1975); b) factor normalizante en el estudio de paleointensidades relativas en núcleos de sedimentos.

B) Magnetización remanente isothermal (IRM)

La adquisición por etapas de la IRM en el laboratorio, después de la desmagnetización de la NRM en una roca, se utiliza con frecuencia para medir el espectro interno de coercitividades. En una *curva de adquisición gradual de IRM* se magnetizan, por pasos, aquellos conjuntos de granos tales que su espectro de coercitividad sea menor que el campo magnético aplicado. Como esas curvas son similares a las de desmagnetización por AF, se debería obtener el mismo espectro de coercitividad si se aplica la IRM hasta la saturación (SIRM) por pasos, que si se desmagnetiza por pasos hasta cero. En la práctica, este resultado se obtiene tan sólo en el caso de granos en estado SD que no interaccionan entre si. En el caso de minerales de alta coercitividad, tales como hematites y goetita, la desmagnetización por AF no es un buen método para estimar el espectro de coercitividades. En este caso, el único método a emplear es la adquisición de IRM. Lowrie (1990) propuso un método de identificación de minerales de diferentes coercitividades, en el cual se aplican campos diferentes a la

muestra según tres ejes perpendiculares. La desmagnetización térmica de dicha muestra permite evaluar el espectro de temperatura de desbloqueo de las fases diferentes.

Con objeto de calcular la *coercitividad de la remanencia o campo coercitivo*, H_{cr} , de una muestra, ésta se puede magnetizar por pasos hasta la saturación de la IRM, sometiéndola a continuación a campos inversos con intensidad creciente (*proceso de remagnetización*). Su remanencia decrece hasta cero para valores del campo $H = -H_{cr}$ y, al aplicarle posteriormente campos inversos mayores, la remanencia crecerá en valor negativo hasta $-M_{rs}$, que es el valor negativo de la SIRM. Para una mezcla con fases duras y blandas se puede utilizar, por ejemplo, la relación $S = -IRM_{300mT}/SIRM$ para estimar la cantidad relativa de las mismas (Thompson y Oldfield, 1986), ya que 300 mT es un campo suficientemente elevado para invertir la remanencia de, incluso, granos de magnetita y maghemita elongados, pero no afecta a la remanencia de la hematites o goetita (con alta coercitividad). En este trabajo se ha utilizado la relación $IRM_{100mT}/SIRM$, ya que en los suelos no contaminados del exterior, el tamaño de grano es, en general, muy fino, de manera que a 100 mT las muestras con presencia tan sólo de minerales de baja coercitividad, quedan saturadas. La curva que resulta al aplicar el campo inverso debería ser un espejo de la curva de adquisición de IRM, pero ampliado un factor dos. H_{cr} debe ser idéntica a la coercitividad de la adquisición de la remanencia o campo medio de adquisición de la IRM (H'_{cr}). La curva de desmagnetización (campo inverso) debe ser también idéntica a la curva de desmagnetización por AF (en la forma) pero proporcional en un factor dos. Por tanto, H_{cr} debería ser también similar al campo destructor medio MDF, $H_{1/2}$. Esta relación es cierta sólo en granos SD que no interaccionan entre si (Wohlfarth, 1958). Cisowski (1981) expandió la teoría de Wohlfarth, definiendo el *factor R* (también llamado *relación de Wohlfarth*) como el punto de intersección entre las curvas normalizadas de adquisición y desmagnetización por campos alternos (AF) de la IRM. Si el valor de R es igual a 0.5, entonces los granos magnéticos SD no interactúan. Si $R < 0.5$, existen interacciones entre los granos SD.

La utilización de las curvas de adquisición de la magnetización remanente isothermal aporta datos muy útiles en el estudio de la mineralogía y estado magnético de los minerales, ya que la forma de la curva depende de la coercitividad de los minerales presentes en la muestra y, además, se elimina la contribución de los minerales magnéticos en estado SP y paramagnéticos (lo cual constituye una ventaja respecto a la utilización de la susceptibilidad magnética).

La medida de IRM a diferentes campos y la relación entre ellas aportan una gran información en los estudios de magnetismo ambiental. La SIRM es, principalmente, una medida del contenido de magnetita y/o maghemita, aunque depende también del tamaño de grano y puede estar influenciada por otros minerales magnéticos tales como la hematites (Thompson y Oldfield, 1986). Para la magnetita, la SIRM tiene un máximo en el límite SP/SD (0.031–0.036 μm), disminuyendo rápidamente al decrecer el tamaño de grano hasta alcanzar un mínimo para 0.012 μm . Para valores de

tamaño de grano superiores al límite SP/SD, la SIRM disminuye lentamente al aumentar el tamaño de grano.

La relación $SIRM/\chi$ puede ser indicativa, en primera aproximación, tanto de mineralogía (valores bajos: importancia de paramagnéticos; valores altos: hematites y goetita) como de tamaño de grano (valores altos: granos ferrimagnéticos SD; valores bajos: granos SP o MD). Sin embargo, esta relación tiene valores similares para una mezcla de granos SP y SD que para granos MD. La utilización de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (o bien la inversa) proporciona un método eficaz para evaluar el tamaño de grano de la muestra, de manera que valores pequeños de dicha relación indican una mayor concentración de granos de magnetita SD, próximos al límite SD/SP ($\sim 0.03 \mu m$), dentro de una distribución de tamaños de granos, no viéndose afectada por la contribución de granos paramagnéticos (Maher, 1988; Maher y Taylor, 1988). Estos autores sugirieron la combinación de los parámetros $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} con objeto de conocer la contribución de granos de magnetita finos, de tal manera que si se representan los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} , la presencia de granos de magnetita ultrafinos, de tamaño SD fino y SP situarían los puntos hacia la esquina inferior izquierda del diagrama (ver descripción de perfiles en los capítulos 5, 6 y 7). Este análisis llevado a cabo en este trabajo en muestras naturales, ha permitido identificar altas concentraciones de magnetita ultrafina en los suelos. Sin embargo, en algunos casos, la presencia de minerales de alta coercitividad ha influido en la relación $SIRM/\chi_{ARM}$, de manera que ésta aumenta hasta valores anómalos.

2.6.4.- DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA DE CURIE (T_C) E IDENTIFICACIÓN DE MINERALES

Las temperaturas de Curie de los diferentes minerales ferromagnéticos se pueden determinar por medio de experimentos termomagnéticos (ya que cada mineral posee una T_C diferente, ver Tabla 3.1) en un campo fuerte (≈ 100 mT), para lo cual se mide la magnetización de saturación en función de la temperatura, $M_s(T)$. Si los minerales ferromagnéticos dominan la magnetización, el valor de M_s que se mide será aproximadamente la magnetización de saturación de dichos minerales. La temperatura de Curie será aquella a la cual se observen las mayores disminuciones de la magnetización de saturación. En la mayoría de los suelos y sedimentos los minerales ferromagnéticos se encuentran sólo como trazas, por lo que la muestra estará débilmente magnetizada y será difícil la identificación mineralógica. La medida de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, desde temperatura ambiente (T_0) hasta $700^\circ C$ (ver Fig. 2.16), proporciona un método alternativo en muestras de suelos y sedimentos (Hrouda, 1994; Hrouda *et al*, 1997). Sin embargo, su interpretación es más difícil, ya que χ es sensible a las tensiones internas y a la anisotropía, factores que a su vez

cambian con la temperatura, aunque la determinación de las temperaturas de Curie se ve facilitada por la aparición de los *picos de Hopkinson*, que facilitan la interpretación.

2.6.5.- NUEVOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS DEFINIDOS EN ESTE ESTUDIO

Uno de los principales problemas encontrados en el estudio de propiedades magnéticas en suelos es la dificultad en conocer tanto las fases magnéticas presentes como la concentración en que se encuentran, así como el estado magnético de las mismas. Como ya se ha indicado, la concentración de minerales magnéticos es mínima, encontrándose, en general en cantidades trazas, dentro de una matriz paramagnética (fundamentalmente cuarzos y feldespatos). En estudios anteriores realizados en suelos con fines paleoambientales, la susceptibilidad magnética ha sido el parámetro más utilizado; sin embargo, dicho parámetro se ve afectado tanto por la contribución de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, como por el estado magnético de los minerales y, especialmente por la concentración de minerales en estado superparamagnético. Por tanto, este parámetro debe analizarse siempre junto a otros parámetros magnéticos que indiquen tanto la concentración de los minerales ferromagnéticos, como el estado magnético en que se encuentran. Ésta es la razón por lo que se ha dedicado en este trabajo un especial interés al estudio de los diferentes parámetros (χ e IRM) tanto a temperatura ambiente como a bajas temperaturas. En el apartado 2.6.2, se comentó la información que proporciona la χ medida a 77 y 293 K, permitiendo diferenciar el comportamiento de minerales ferri- y paramagnéticos, sin embargo, la elevada concentración de minerales superparamagnéticos dificulta la utilización de este método. Comparando perfiles de $\chi(77\text{ K})$ y $\chi(293\text{ K})$ podemos conocer tan sólo si la concentración relativa superparamagnéticos/paramagnéticos aumenta o disminuye, ya que χ para la magnetita SD y MD permanece prácticamente constante en el intervalo 77–293 K.

Hasta ahora, no ha sido fácil encontrar en la bibliografía referencias respecto a la contribución de minerales antiferromagnéticos y el estado magnético en que se encuentran en los suelos. En este trabajo la concentración de dichos minerales es, en algunos casos, tan importante que domina la respuesta magnética de la muestra, por lo que no se puede obviar dicha contribución. Por estas razones y con objeto de conocer tanto la contribución de los minerales de alta y baja coercitividad, como el estado magnético en que se encuentran se realizaron medidas de magnetización remanente isoterma (IRM) a diferentes campos (-100, 100, 300 y 1000 mT) y temperaturas (77 y 293 K), con la ventaja de que este método no produce alteraciones químicas en los minerales. Los experimentos de adquisición de IRM a ambas temperaturas para muestras piloto, indicaron comportamiento diferente, tal y como se puede observar en la Figura 2.18. Estos experimentos se realizaron en dos etapas diferentes. En primer lugar se aplicaron diferentes campos a temperatura ambiente (293 K),

mediéndose la magnetización remanente a 293 y 77 K (Figs.2.18a, b, c). En segundo lugar se aplicaron a dichas muestras estos mismos valores de campo a 293 y 77 K, midiéndose la magnetización remanente a dichas temperaturas (Figs.2.18d, e, f). Puesto que estos experimentos no se realizaron al mismo tiempo es posible observar ligeras diferencias en los valores de magnetización a temperatura ambiente, no obstante estas diferencias no modifican las conclusiones del experimento.

Se observan tres tipos de comportamiento diferente en las muestras analizadas en este trabajo:

- 1) Muestras dominadas por minerales de baja coercitividad a temperatura ambiente y en las que la curva de magnetización para el campo aplicado a 293 K y medido a 77 K prácticamente coincide con la curva medida a 293 K (Fig. 2.18a). En estas muestras, las curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas poseen comportamiento similar, saturándose para campos de 100–200mT, sin embargo la correspondiente a 77 K muestra valores de IRM muy superiores respecto a los medidos a temperatura ambiente (Fig. 2.18d).

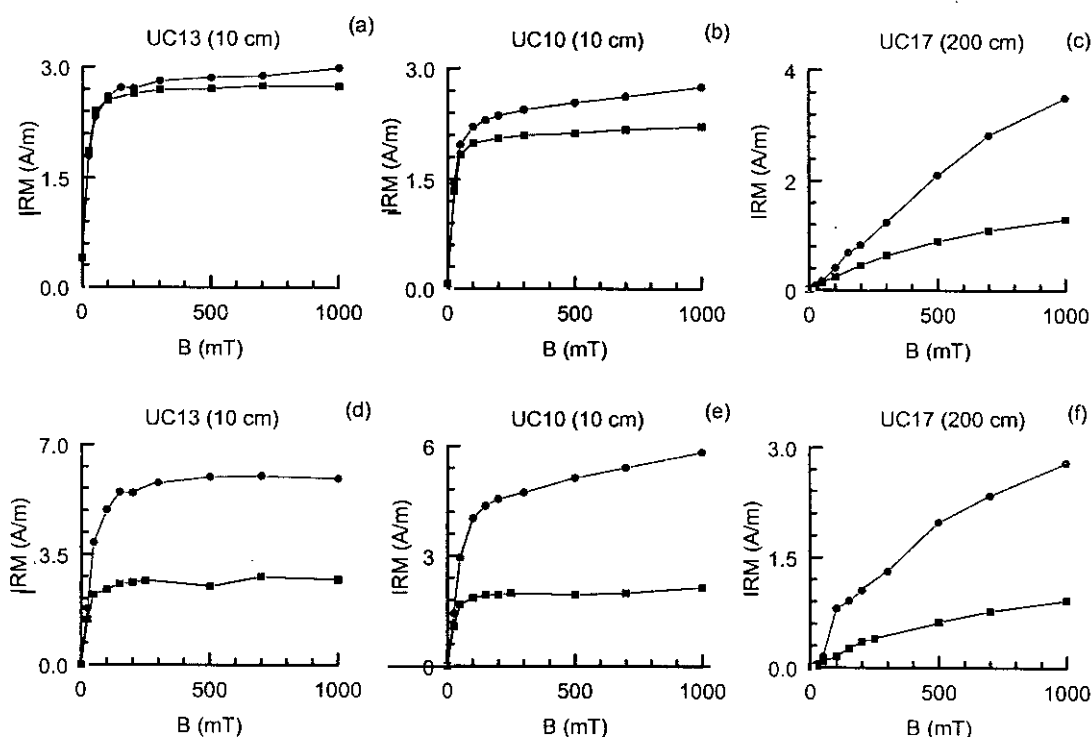


Fig. 2.18: Curvas de adquisición de IRM: (a), (b) y (c) aplicando el campo a temperatura ambiente (293 K), midiendo la respuesta magnética a 293 y 77 K; (d), (e) y (f) aplicando el campo a diferentes temperaturas (77 y 293 K) y midiendo la respuesta magnética a dichas temperaturas. Cuadrados: 293 K, círculos: 77 K.

- 2) Muestras dominadas por minerales de baja coercitividad a temperatura ambiente y en las que la curva de magnetización para el campo aplicado a 293 K y medido a 77 K muestra un aumento de coercitividad respecto a la curva medida a 293 K (Fig. 2.18b). La curva de adquisición a 77 K, aplicando el campo a esa misma temperatura indica también un fuerte aumento en los valores de

IRM para campos bajos (100–200 mT), así como aumento en la coercitividad de la muestra respecto a los valores medidos a 293 K (Fig. 2.18e).

- 3) Muestras dominadas por minerales de alta coercitividad a temperatura ambiente y en las que la curva de IRM para el campo aplicado a 293 K y medido a 77 K muestra un fuerte aumento de la coercitividad respecto a temperatura ambiente (Fig. 2.18c). El comportamiento observado cuando se aplica el campo y se mide a 77 K, muestra igualmente un fuerte aumento en la coercitividad respecto a 293 K, siendo, además, superior al medido a 77 K y aplicado a 293 K (Fig. 2.18f).

Estas diferencias de comportamiento observadas a 293 y 77 K se deben, por una parte, a cambios en los valores de magnetización espontánea de los diferentes minerales que contribuyen a la magnetización y, por otra parte, a la contribución de minerales magnéticos en estado superparamagnético a temperatura ambiente y que quedan bloqueados a 77 K.

La diferencia de valores de IRM a 100 mT a 77 y 293 K (Figs. 2.18d, e y f) se debe, tanto a todos aquellos minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa en el intervalo 77–293 K, como a la disminución en la magnetización espontánea debida a la concentración de granos de magnetita SD y MD en los que la anisotropía cristalina produce dicha disminución alrededor de la temperatura de *transición de Verwey*. No ha sido posible separar ambos efectos, sin embargo, se ha observado que el efecto debido a los granos de magnetita en estado SD es mucho menor que el debido a los granos ferrimagnéticos SP a temperatura ambiente (ver Figs 2.18a y d). Puesto que a 100 mT los minerales ferrimagnéticos en estado SD prácticamente se han saturado, se ha definido el parámetro $\Delta IRM(SP_{bc})$, que en primera aproximación puede ser indicativo de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, como:

$$\Delta IRM(SP_{bc})(\%) = 100 \cdot \frac{(IRM_{LT} - IRM_{RT})_{100mT}}{(IRM_{LT})_{100mT}} \quad (2.30)$$

que es la variación relativa de IRM a 100 mT y a temperatura ambiente (IRM_{RT}) y baja temperatura (IRM_{LT}) respecto al valor de IRM a baja temperatura en tanto por ciento. Esta relación es siempre mayor que cero, indicando siempre una cierta contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP.

De igual forma, para conocer la contribución total de minerales de alta coercitividad se ha definido el parámetro ΔIRM_{ac} , como:

$$\Delta IRM_{ac}(\%) = 100 \cdot \frac{(IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{LT} - (IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{RT}}{(IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{LT}} \quad (2.31)$$

donde siempre $(IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{LT} > 0$.

Siempre $(IRM_{1000} - IRM_{100})_{LT} > (IRM_{1000} - IRM_{100})_{RT}$, por tanto $0 < \Delta IRM_{ac} < 100$. Si el valor de dicho parámetro es muy pequeño significa que la muestra posee una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP y la contribución de minerales de alta coercitividad es muy

baja. Para valores próximos al 100%, la muestra estaría dominada fundamentalmente por minerales de alta coercitividad.

La ecuación (2.31) anula el efecto de los minerales ferrimagnéticos SD y MD a 77 K. Sin embargo, en el valor de ΔIRM_{ac} contribuyen las variaciones en la magnetización espontánea de los minerales de alta coercitividad al disminuir la temperatura, así como la respuesta magnética de los minerales de alta coercitividad que se encuentren en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K (ver Figs. 2.18b, c, e, f). Dekkers (1988, 1989), realizó experimentos de comportamiento de la magnetización termorremanente a bajas temperaturas para minerales de alta coercitividad tales como goetita y hematites. En cuanto a la goetita, la termorremanencia aumenta cuando se enfría la muestra desde temperatura ambiente hasta 77 K. Después de un ciclo completo de enfriamiento-calentamiento, para temperaturas por debajo de la temperatura ambiente, la remanencia decae un valor del 3–10 %, siendo ligeramente mayor al aumentar el tamaño de grano. En siguientes ciclos de enfriamiento, la remanencia aumenta reversiblemente para todos los tamaños de grano. En un espectro de tamaños de grano de 150–5 μm , obtuvo que la relación entre el aumento de la magnetización remanente a -196°C y la remanencia inicial es siempre inferior a 3.4, siendo mayor al aumentar el contenido de elementos diferentes de hierro dispersados. Este aumento en la remanencia de la goetita se debe al aumento en la magnetización espontánea con la disminución de la temperatura debido a sus propiedades cristalinas. Dekkers, 1988, indicó que el comportamiento de la IRM a bajas temperaturas aumenta de igual forma que la TRM. Heller (1978), observó en el caso de goetita muy fina, con temperatura máxima de bloqueo de 60°C , que la relación $\text{IRM}_{77\text{ K}}/\text{IRM}_{273\text{ K}}$ (donde $\text{IRM}_{273\text{ K}}$ es el valor inicial de remanencia) es de 3.7, mientras que para goetita de temperatura máxima de bloqueo de 100°C , el aumento es de 2.5, indicando que este aumento en la intensidad se debe a una fuerte dependencia de la magnetización espontánea con la temperatura.

En cuanto a la hematites, los experimentos de TRM realizados por Dekkers (1988) para fracciones de hematites de diferente tamaño de grano (desde 10 – 5 μm hasta $< 0.25\text{ }\mu\text{m}$) muestran que todas estas fracciones poseen un comportamiento similar durante el ciclo de enfriamiento, desapareciendo a -196°C alrededor de un 15 % de la remanencia original. Al calentar posteriormente hasta temperatura ambiente, se pierde alrededor de un 10 % de dicha remanencia original. Los siguientes ciclos de enfriamiento – calentamiento son completamente reversibles, con pérdida del 10% de la remanencia inicial a -196°C . Estos experimentos mostraron *transición de Morin* en granos de hematites menores de 10 μm , siendo posible que desaparezca dicha transición debido a sustituciones de titanio en la red.

Comparando las curvas de adquisición de IRM mostradas en la Fig. 2.18 se puede indicar que el fuerte aumento en la intensidad de la IRM a 77 K respecto a temperatura ambiente (Figs. 2.18e, f) se debe fundamentalmente a que al disminuir la temperatura aumenta la magnetización espontánea de

la goetita SD a temperatura ambiente. Probablemente las muestras poseen cierta contribución de hematites, sin embargo, la disminución del valor de la magnetización espontánea a 77 K es despreciable respecto al aumento experimentado por la goetita a dicha temperatura. Por otra parte, es posible observar cierta contribución de goetita SP y, probablemente, también de hematites SP, a temperatura ambiente comparando las relaciones $(IRM_{LT}/IRM_{RT})_{1000\text{ mT}}$ aplicando el campo a 293 K y midiendo la remanencia a 293 y 77 K y aplicándolo y midiendo la IRM a ambas temperaturas.

La variación de la magnetización remanente isothermal $IRM_{1000\text{mT}}$ a baja temperatura respecto a temperatura ambiente viene dada por:

$$\Delta IRM_{tot}(\%) = 100 \cdot \frac{(IRM_{LT} - IRM_{RT/1000\text{mT}})}{(IRM_{LT})_{1000\text{mT}}} \quad (2.32)$$

Banerjee *et al.*, 1993, en muestras con presencia tan sólo de magnetita y maghemita, establecieron una relación similar $(IRM_{20\text{K}} - IRM_{300\text{K}})$ para conocer la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente. Este resultado es cierto sólo en el caso de muestras ferrimagnéticas puras, por tanto, en la mayoría de las muestras medidas en este trabajo, debido a la presencia de minerales de alta coercitividad, este parámetro será una mezcla de los parámetros definidos en las ecuaciones 2.30 y 2.31.

3.7.- RESUMEN DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS

| | |
|------------------------------------|---|
| χ | <p>Susceptibilidad magnética por unidad de masa ($10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$)</p> <p>Relación entre la magnetización inducida y la intensidad del campo magnetizante. Se mide en un campo alterno de intensidad menor que 0.1 mT. En primera aproximación, es una medida rápida de la concentración de minerales ferrimagnéticos, aunque puede verse afectada por la concentración de minerales paramagnéticos. Variaciones en este parámetro pueden reflejar también variaciones en el tamaño de grano. La relación entre los valores de este parámetro medidos a diferentes temperaturas (77 y 293 K) indican la proporción de minerales ferrimagnéticos SP frente a paramagnéticos.</p> <p><i>Instrumentación:</i> Susceptibilímetro <i>Kappabridge</i>.</p> |
| χ_{fd} | <p>Variación de la susceptibilidad con la frecuencia (%)</p> <p>Es la diferencia entre las medidas de susceptibilidad tomadas a dos frecuencias (baja 0.47kHz y alta 4.7kHz) normalizada respecto a χ_{lf}. Indica la presencia de granos magnéticamente viscosos en el límite dominio simple estable (SD)/superparamagnéticos (SP); a altas frecuencias, una proporción de granos se bloquearán y no contribuirán al valor de la χ como superparamagnéticos.</p> $\% \chi_{fd} = ((\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}) \cdot 100$ <p><i>Instrumentación:</i> Susceptibilímetro <i>Bartington</i> con sensor de doble frecuencia (0.47kHz y 4.7kHz).</p> |
| ARM, χ_{ARM} | <p>Magnetización remanente anhisterética ($\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$), susceptibilidad anhisterética (m^3kg^{-1})</p> <p>Si una muestra se somete a un campo alterno decreciente con un pequeño campo constante sobrepuesto, ésta adquiere una remanencia anhisterética. La χ_{ARM} es la ARM normalizada por el campo constante. Este parámetro es sensible tanto a la concentración de magnetita como al tamaño de grano magnético, siendo más efectiva para granos en estado SD y PSD.</p> <p><i>Instrumentación:</i> Desimanador de campos alternos <i>Schonstedt</i> con una bobina que produce un campo constante de 0.05 mT, o bien utilizando como campo constante el campo magnético terrestre. La intensidad del campo alterno es 100 mT.</p> |
| IRM $_{\pm 100\text{mT}}$ | <p>Magnetización remanente isoterma a diferentes campos ($\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$)</p> <p>Valor de la remanencia magnética inducido a la muestra por aplicación de diferentes campos magnéticos. SIRM será la IRM de saturación (en este trabajo el resultado de aplicar un campo máximo de 1 T). Es una medida del contenido de minerales ferrimagnéticos, aunque depende también del tamaño de grano y puede estar influenciada por minerales de alta coercitividad. Se ha aplicado IRM a diferentes temperaturas: IRM$_{RT}$ (293 K) y IRM$_{LT}$ (77 K).</p> <p><i>Instrumentación:</i> magnetómetro <i>Criogenico 2G</i> (Goree y Fuller, 1976).</p> |
| SIRM/ χ_{ARM} | <p>(Am^{-1})</p> <p>Esta relación refleja principalmente variaciones en el tamaño de grano magnético de la muestra. Una alta concentración de granos ferrimagnéticos SD, próximos al límite SD/SP ($\sim 0.03 \mu\text{m}$) posee valores pequeños de dicha relación. No se ve afectada por la presencia de minerales paramagnéticos, aunque si influyen elevadas concentraciones de minerales antiferromagnéticos.</p> |
| IRM $_{100}$ /SIRM | <p>Permite estimar la cantidad relativa de minerales de alta y baja coercitividad en la muestra. Los valores de esta relación se sitúan entre 0 y 1, dependiendo de una mayor o menor influencia de minerales de alta coercitividad, respectivamente.</p> |
| M_r/M_s , B_c/B_c | <p>La combinación de los parámetros de histéresis permite estimar el estado magnético de los granos de magnetita. Los valores mostrados en los perfiles de profundidad se ven influenciados, también, por los minerales de alta coercitividad, cuando su concentración es elevada, y por altas concentraciones de granos SP. Granos de magnetita SD poseen valores: $M_r/M_s \geq 0.5$, $B_c/B_c \approx 1$, granos MD: $M_r/M_s \leq 0.05$, $B_c/B_c \geq 4$, y granos PSD entre ambas regiones.</p> <p><i>Instrumentación:</i> magnetizador <i>Micromag, modelo 2900 (AGM)</i></p> |
| $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$ | <p>(%)</p> <p>Es la diferencia entre IRM$_{100\text{mT}}$ a 293 y 77 K, respecto a IRM$_{100\text{mT}}$ a 77 K. Los minerales en estado SP a temperatura ambiente quedan bloqueados a 77 K. De ellos, los ferrimagnéticos quedarán prácticamente saturados a 100 mT. Este parámetro estima, por tanto, la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP. En su utilización es necesario tener en cuenta la concentración de minerales ferrimagnéticos SD, ya que estos disminuyen, aunque en menor medida, el valor de la magnetización remanente al disminuir la temperatura.</p> |
| ΔIRM_{ac} | <p>(%)</p> <p>Es la diferencia relativa de la fracción de alta coercitividad a 77 K y a 293 K, respecto a la fracción de alta coercitividad a 77 K. Para campos superiores a 100 mT, contribuirán a la magnetización remanente minerales antiferromagnéticos. A 77 K quedarán bloqueados minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente. Aunque se elimina el efecto de los minerales ferrimagnéticos SD, la respuesta magnética de minerales antiferromagnéticos en estado SD varía al disminuir la temperatura debido al fuerte aumento de la magnetización espontánea para la goetita y ligera disminución para la hematites.</p> |
| ΔIRM_{tot} | <p>(%)</p> <p>Es la variación de IRM$_{100\text{mT}}$ a 293 y 77 K, respecto a IRM$_{100\text{mT}}$ a 77 K. Evalúa la variación total de IRM al disminuir la temperatura. Si la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos, puede estimar la contribución de dichos minerales en estado SP.</p> |

CAPÍTULO 3

Marco edafológico y geológico

En este capítulo se pretende describir los contextos geológicos y edafológicos en los que se inscriben las áreas estudiadas. En este trabajo, los sistemas de terrazas y piedemonte estudiados corresponden al río Jarama (área de Casas de Uceda) y Tajo (área de Talavera de la Reina), cuyas edades están comprendidas desde el Plio-Pleistoceno hasta el Holoceno y ambos pertenecientes a la cuenca de Madrid, y al río Arlanzón (área de Atapuerca) perteneciente a la cuenca interior castellana del Duero, cuya edad está comprendida desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno. Comenzaremos por describir algunos de los principios básicos de edafología, con el fin de fijar la nomenclatura utilizada en este estudio. Posteriormente se definirán la geomorfología y edafología de cada uno de los sistemas de terrazas investigados.

3.1.- PRINCIPIOS BÁSICOS DE EDAFOLOGÍA

3.1.1.- QUÉ ES UN SUELO

Un suelo es un sistema abierto, dinámico, constituido por tres fases: la fase sólida formada por los componentes inorgánicos y orgánicos que dejan un espacio de huecos (poros, cámaras, galerías y otros) en el que se hallan las fases líquida y gaseosa. El volumen de huecos está ocupado parcialmente por agua, como componente principal de la fase líquida, que puede llevar iones y sustancias en solución o suspensión; por aire, que constituye la fase gaseosa o atmósfera del suelo; y por las raíces y organismos que viven en el suelo. La formación del suelo se halla integrada en el ciclo de las rocas en la naturaleza que, de forma simplificada, puede representarse como muestra la Fig. 3.1.

La fase sólida mineral procede de:

1) *material originario o roca madre:*

- por meteorización física (fragmentación)
- por meteorización química y biológica, que conllevan cambios químicos y mineralógicos.

2) *material edafizado:*

- "in situ" (ejemplo, un antiguo suelo enterrado que haya vuelto a quedar en superficie por erosión del material que lo recubría)
- erosionado, transportado y redepositado

3) *aportes sólidos:*

- por aguas de inundación
- por el viento (polvo)
- por coluvionamiento, movimientos en masa, etc

4) *materiales en disolución aportados*

- por aguas de inundación
- por una capa freática.

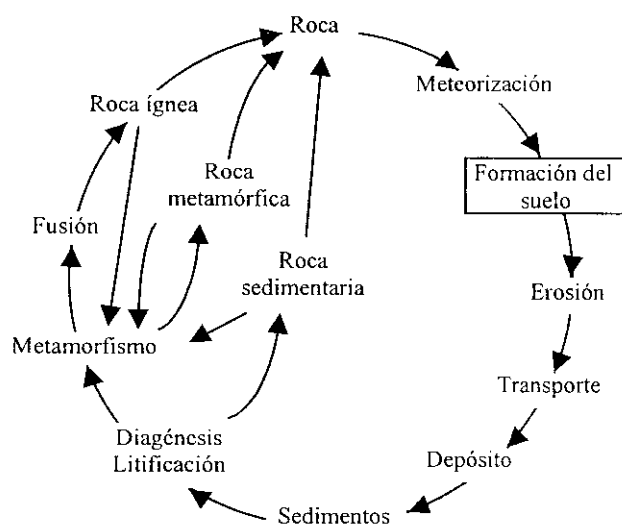


Fig. 3.1. Ciclo de formación de la roca en la naturaleza, en el cual se halla integrado la formación del suelo. Tomado de Birkeland (1984).

El perfil del suelo es un corte vertical del terreno que permite estudiar el suelo en su conjunto desde su superficie hasta el material originario y que está formado por varias capas que se denominan horizontes. Cada uno de ellos suele tener propiedades y características diferentes en un mismo suelo. La presencia de horizontes es el resultado de la evolución o génesis del suelo a partir de un material originario, de ahí que se denominen horizontes genéticos. Teniendo en cuenta que los procesos de formación del suelo producen modificaciones en sentido vertical, la variación de las propiedades es función de la distancia a la superficie.

3.1.2.- CARACTERIZACIÓN DE LOS HORIZONTES GENÉTICOS EN SUELOS

La presencia de horizontes es el resultado de la evolución o génesis del suelo a partir de un material originario, de ahí que se denominen horizontes genéticos. La formación de los horizontes se debe a los diversos procesos que pueden tener lugar dentro de un suelo, siendo distintos de unos suelos a otros dependiendo las condiciones del medio en el emplazamiento considerado.

Las reglas de nomenclatura utilizadas para designar los diferentes horizontes de los suelos son las siguientes (FAO, 1971):

- Los horizontes principales se designan por letras mayúsculas (p. ej. A, B, C)
- El proceso principal responsable de la formación del horizonte se indica por letras minúsculas que se añaden al horizonte principal como subíndice (p. ej. B₁).
- Los índices numéricos sirven para designar una secuencia en la posición del horizonte dentro del suelo (p. ej. B₁₁, B₁₂)
- Los horizontes de transición se designan por la combinación de las letras de los horizontes afectados,

sin índices (p. ej. AB, A/B)

- Las discontinuidades litológicas se expresan anteponiendo a la letra del horizonte un número arábigo de forma secuencial (ej. 2C).

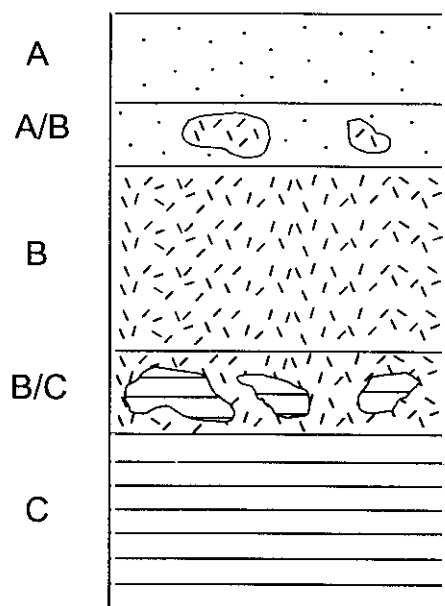


Fig. 3.2: Esquema de un perfil de suelo mostrando los horizontes principales y los horizontes de transición A/B y B/C.

Los horizontes genéticos principales se designan atendiendo a su posición en el perfil y al proceso formador dominante, tal y como se indica a continuación:

| | |
|-------------------------------|--|
| Horizonte O (orgánico) | Horizonte orgánico de un suelo mineral. Formado en la parte superior del suelo en condiciones predominantemente aeróbicas. Contiene al menos un 20% o más de carbono orgánico. |
| Horizonte A | Horizonte mineral oscurecido por aportes de materia orgánica. Formado en la parte superior del suelo, o debajo de un horizonte O. El relativo oscurecimiento de su color se debe a la materia orgánica, por aportes de hojas, raíces u otras partes de las plantas. Puede haber perdido componentes por eluviación. Se designa también como A cualquier horizonte en superficie afectado por laboreo o pastoreo. |
| Horizonte E (eluvial) | Horizonte mineral empobrecido por eluviación máxima. Su color claro se debe a que ha perdido uno o más de los siguientes componentes: materia orgánica, hierro, aluminio o arcilla. Presenta un enriquecimiento relativo de limo y arena. Se halla debajo de un horizonte O, ó A y encima de un B. Horizonte de algunos suelos ácidos. |
| Horizonte B | Horizonte mineral formado en el interior del suelo. La estructura de la roca madre queda borrada o apenas es observable. Existen horizontes B de alteración, por ej. B _w , así como de acumulación de distintos componentes, por ej. arcilla B _t . |
| Horizonte C | Horizonte mineral, comparativamente poco afectado por procesos edafogénicos, excepto meteorización e hidromorfismo. Se trata de un material con características próximas a las del material originario. Puede tratarse de una capa de gravas. |

Los principales subíndices utilizados para indicar el proceso principal de formación del

horizonte son los que se indican a continuación (FAO, 1971):

| Medios más representativos Proceso identificado | Nomenclatura y origen | Ejemplos de aplicación |
|---|--------------------------|--|
| Suelos cultivados | | |
| <i>Laboreo.</i> Alterado por la aradura y otras prácticas de labranza. | p | A _p |
| Suelos mediterráneos | | |
| <i>Meteorización.</i> Alteración “in situ” reflejada por el contenido de arcilla, el color o la estructura. | w | B _w |
| <i>Acumulación de arcilla iluviada.</i> Se aplica a los horizontes B y C. | t | B _t |
| <i>Acumulación secundaria de carbonatos alcalinotérreos.</i> | k | B _k |
| <i>Acumulación en forma de nódulos,</i> generalmente de carbonato cálcico (se excluyen los de hierro o manganeso). | n | B _{kn} |
| <i>Cementación:</i> horizonte fuertemente cementado, consolidado o endurecido; el sufijo m se utiliza normalmente en combinación con otro que indique el material de cementación. | m | B _{km} |
| Suelos hidromorfos | | |
| <i>Gleificación:</i> manchas de color resultante de las variaciones en la oxidación y reducción. Capa freática. | g | A _g , B _g , C _g |
| <i>Acumulación de concreciones de hierro y/o manganeso.</i> Condiciones hidromorfas actuales o antiguas (paleo), muy prolongadas. | c | B _{tc} , C _c |
| Situaciones particulares | | |
| Suelos enterrados. Superposición de suelos. | b | A _b , B _{tb} |

3.1.3.- FORMACIÓN DE LOS SUELOS

La formación de un suelo comprende un conjunto de procesos que transforman una roca o un material en el suelo. Los factores formadores clásicos (Jenny, 1941) son la roca madre o material originario, el clima, los organismos vivos, la geomorfología y el tiempo, y su acción va a determinar la velocidad, dirección y duración de los procesos formadores. No obstante, Gaucher (1981) considera además la erosión, los factores hidrológicos, la influencia del hombre, la influencia global del medio de edafogénesis y la evolución del medio geológico y de los paleoambientes de edafogénesis.

Las fases iniciales de edafogénesis se caracterizan por un predominio de cambios físicos y químicos, que afectan a la roca y a sus minerales, por la acción de agentes atmosféricos y por la circulación del agua. Estas reacciones se denominan procesos de meteorización. A medida que avanza el tiempo empiezan a tener lugar procesos que afectan ya al suelo, es decir, procesos edafogenéticos, que junto con la meteorización van a definir las características del suelo resultante. Los procesos de

meteorización pueden ser físicos (degradación mecánica de la roca, con disminución del tamaño de fragmentos y aumento de la superficie de ataque físico-química), químicos (transformaciones de tipo químico y mineralógico) y biológicos (meteorización llevada a cabo por los seres vivos y los productos que liberan). Las características climáticas, precipitación y temperatura, determinan fundamentalmente el predominio de un tipo u otro de meteorización.

Un análisis geomorfológico, que estudie las propiedades de las formas de un terreno y los factores y procesos responsables de su formación, ayuda a explicar las variaciones que presentan las propiedades y la distribución de los suelos en un determinado paisaje.

3.1.4.- INFLUENCIA DEL MATERIAL ORIGINARIO SOBRE LAS CARACTERÍSTICAS DEL SUELO

El material originario es un elemento pasivo sobre el que actúan otros factores que lo transforman. Este material representa el estado inicial del sistema, que puede ser una roca consolidada, un depósito no consolidado o un suelo preexistente. Es el suelo en su momento cero. La influencia del material originario se deja sentir en un suelo determinando en parte el color, la textura, la estructura, la reacción, etc. Dicha influencia dependerá de la capacidad de la roca a meteorizarse, de sus características físicas, del régimen de humedad y de la edad del suelo. Después de un tiempo y bajo la acción de un clima húmedo el suelo se diferenciará cada vez más del material original.

3.1.5.- RELACIÓN SUELO - CLIMA

El clima tiene una acción directa sobre la humedad y temperatura del suelo y una acción indirecta a través de la vegetación. Interviene en la formación del suelo al controlar el tipo de procesos posibles y su intensidad. La humedad es un factor más importante que la temperatura, ya que el agua está involucrada en la mayoría de los procesos físicos, químicos y bioquímicos que tienen lugar en el suelo, y la cantidad de humedad de la superficie del suelo influye en las condiciones de alteración y estratificación con la profundidad del suelo. La temperatura, en cambio, influye en la velocidad de los procesos químicos y bioquímicos.

Las principales propiedades morfológicas y mineralógicas del suelo que se relacionan con el clima son el contenido en materia orgánica, el contenido de arcillas, el tipo de minerales de hierro y arcilla, el color, la presencia o ausencia de carbonato cálcico (CaCO_3) y la mayoría de las sales solubles y la profundidad respecto a la superficie a la que se encuentran los horizontes salinos. Una descripción somera de la relación entre estos factores y las condiciones climáticas que los han influido, es la siguiente:

1.- *Contenido de materia orgánica*: La tendencia de los constituyentes de materia orgánica en el suelo (carbón orgánico y nitrógeno total) es tal que el nitrógeno del suelo aumenta logarítmicamente

con el aumento de la humedad, mientras que disminuye exponencialmente con la temperatura (Jenny, 1941, 1980). En general, para valores bajos de precipitación y temperatura, los cambios en cualquier parámetro climático tendrán mayor efecto en el contenido de carbón orgánico o de nitrógeno en el suelo que en el caso de que se produzcan esos mismos cambios cuando los valores de precipitación y temperatura sean más elevados.

2.- *Contenido de arcillas*: En general, se observan diferencias de color, posición en el suelo y contenido de arcilla entre los horizontes B_t originados en un clima frío y húmedo y los originados en un clima seco y cálido, ayudando estas diferencias a entender el clima pasado. En las regiones húmedas las arcillas se originan por alteración del material original, mientras que en las zonas más secas y áridas, gran parte de las arcillas tienen origen eólico. La posición del horizonte B_t está relacionada con el clima bajo el que se formó el suelo. Por ejemplo, los suelos de tierras áridas son poco profundos, y progresivamente en climas más húmedos tienen mayor espesor; la posición del horizonte B_t tiene, también, tendencia similar. La relación entre los minerales de arcilla y el clima debe realizarse a gran escala (familias de minerales de arcilla y tipos de suelos).

3.- *Minerales de alteración*: Los climas calientes-húmedos y fríos-húmedos son los que favorecen más la alteración de las rocas y la formación de minerales.

4.- *Rubefacción del suelo y minerales de hierro libre*: El color de un suelo, en particular, el grado de rubefacción se relaciona generalmente con el clima. Sin embargo, la interpretación de este hecho debe realizarse con cuidado ya que en los suelos viejos parte de este color rojizo es función del tiempo de formación del suelo y parte es función del clima. Probablemente, la temperatura es más importante que la precipitación en la producción del color rojizo. El grado de rubefacción de los suelos es función del contenido de hierro y de su mineralogía. Los minerales de hierro que afectan más al color son la hematites (color más rojizo) y la goetita (más amarillento). Existen actualmente técnicas como el magnetismo de rocas capaces de identificar los óxidos de hierro en los suelos. Schwertmann *et al.* (1982), por ejemplo, mostraron que los suelos con mayor contenido en hematites son más rojos y se forman en climas cálidos y secos.

5.- *Carbonato cálcico y sales solubles*: El CaCO_3 aparece normalmente en los suelos más áridos. Los factores que afectan el contenido de CaCO_3 en un suelo son precipitaciones bajas, textura del material original, su contenido en calcio y la altitud del suelo; sin embargo, dicho contenido no sólo depende de la altitud y condiciones actuales del clima, sino también de las condiciones edafogénicas del pasado. Aunque la cantidad de CaCO_3 en el suelo es, principalmente, función de la duración de la edafogénesis, la profundidad a la que se encuentra el límite superior del horizonte B_k está fuertemente relacionada con la precipitación. Un clima lluvioso favorece la lixiviación del CaCO_3 .

En el estudio de la profundidad del horizonte de carbonato y su relación con la edafogénesis hay que tener en cuenta factores locales, tales como la posterior acumulación de material superficial, que provoca que el horizonte de carbonatos aparezca más profundo que en teoría se predijo, o la erosión del material superficial y el horizonte con carbonatos se encuentra demasiado superficial.

En la reconstrucción paleoclimática, según propiedades edafológicas de los suelos, es necesario que dichas propiedades que informan de la edafogénesis sean suficientemente resistentes a persistir en el suelo y no sean completamente alteradas durante la subsecuente edafogénesis. Por tanto, las propiedades del suelo que se alteran rápidamente con cambios en las condiciones ambientales, tales como el pH no deben utilizarse, en principio, como indicadores de condiciones pasadas.

Los suelos que registran mejor los cambios climáticos son los suelos formados en climas áridos o semiáridos.

Esquemáticamente, las principales relaciones entre el clima y los suelos se resumen en el cuadro siguiente (Porta, *et. al.*, 1994):

| Características, propiedades y procesos | Acción probable del clima |
|--|--|
| Materia orgánica. Humificación y mineralización | Desierto: contenidos bajos. Regiones templadas: intermedios. Regiones tropicales: alto, si bien en un espesor limitado en el suelo. Régimen de saturación: muy alto, llegando a suelos orgánicos. A igualdad en el contenido de humedad, el de materia orgánica disminuye al aumentar la temperatura (mineralización). |
| Grado de meteorización | La falta de agua inhibe la meteorización y el lavado. |
| Clase y velocidad de meteorización | Temperatura: acelera los procesos. Precipitación: entrada y salida de flujos en el sistema (eliminación de componentes solubles) |
| Mineralogía de arcillas | Régimen percolante: lavado de bases y sílice. Precipitación y temperaturas elevadas: caolinita. Precipitación muy alta: acumulación residual de óxidos de hierro y aluminio. Drenaje impedido y riqueza en bases: esmectita. |
| Proporción de arcillas | El porcentaje de la fracción arcilla aumenta con la humedad y la temperatura al hacerlo el grado de meteorización. |
| Presencia de CaCO_3 | En climas húmedos tiende a ser lavado. Acumulación en suelos mediterráneos semiáridos y áridos. |
| Color | El color rojo (rubefacción) para formarse requiere una precipitación superior a 500 mm y $T^a > 20^\circ\text{C}$. En ocasiones puede ser paleoclimático. |
| Presencia de yeso | En climas húmedos será lavado. En climas semiáridos y áridos puede encontrarse en el suelo en formas de acumulación o como componente mayoritario. |
| Traslocación de sustancias en el perfil | Régimen no percolante favorece acumulaciones dentro del suelo. |
| Hidromorfismo | Exceso de agua y mal drenaje. Condiciones locales. |
| Salinidad | Clima semiárido o árido. Condiciones locales en otros ambientes |

3.1.6.- RELACIÓN SUELO - TIEMPO

El tiempo como factor formador del suelo afecta a las variaciones a lo largo plazo. La edad de un suelo expresa el tiempo durante el cual han actuado los procesos formadores, y para determinarla es necesario establecer un momento cero. Este momento coincide con el de formación de la superficie geomórfica sobre la que se desarrolla el suelo. Un suelo puede empezar a desarrollarse y admitir un tiempo cero sobre un horizonte de otro suelo que haya quedado exhumado por erosión y recubierto por un coluvión lo cual, a veces, se evidencia por la presencia de una línea de cantos. El estado inicial de un suelo puede ser también un suelo preexistente, que empieza a evolucionar bajo unas nuevas condiciones de medio, ligadas a un cambio climático. En este caso habrá una superposición de rasgos, unos heredados y otros adquiridos bajo nuevas condiciones.

Datación de los suelos

La datación de los suelos es un trabajo siempre difícil y se ha realizado en pocos suelos. Las técnicas más utilizadas han sido las investigaciones históricas, arqueológicas, geológicas, palinológicas o edafológicas. De forma cualitativa y basándose en criterios morfológicos se puede realizar una datación relativa, estableciendo una gradación de los suelos más jóvenes si tienen poco espesor y escaso desarrollo, a suelos muy evolucionados, y a suelos viejos, lo que permite establecer cronosecuencias relativas.

Tiempo necesario para alcanzar la condición de equilibrio estable

La mayoría de las propiedades de los suelos alcanzan una condición de equilibrio estable. Las curvas correspondientes a la evolución de las propiedades muestran un rápido aumento inicial, pero después de un tiempo estas curvas se hacen planas, indicando un cambio claro con el tiempo (Fig. 3.2a). El tiempo necesario para alcanzar este estado de equilibrio varía con la propiedad estudiada, el material original, la erosión y el tipo de perfiles de suelos que se han formado en un ambiente particular. Por tanto, las propiedades del horizonte A se forman rápidamente, mientras que las propiedades para el horizonte B tienen una variación más lenta. La variación en la velocidad de formación de los diferentes tipos de horizontes B depende de los procesos de formación responsables para cada tipo de horizonte B. Un perfil alcanzará su estado de equilibrio sólo cuando la mayoría de las propiedades de diagnóstico se encuentren estabilizadas (Fig. 3.2b). Otros trabajos (p.ej. Muhs, 1982) han demostrado que en algunos casos no se ha alcanzado el estado de equilibrio, incluso después de que la edafogénesis haya actuado durante largos periodos de tiempo (10^6 años). Harden (1982) señaló que, en suelos de California central, el índice de desarrollo del suelo aún no se ha estabilizado para suelos del orden de $3 \cdot 10^6$ años.

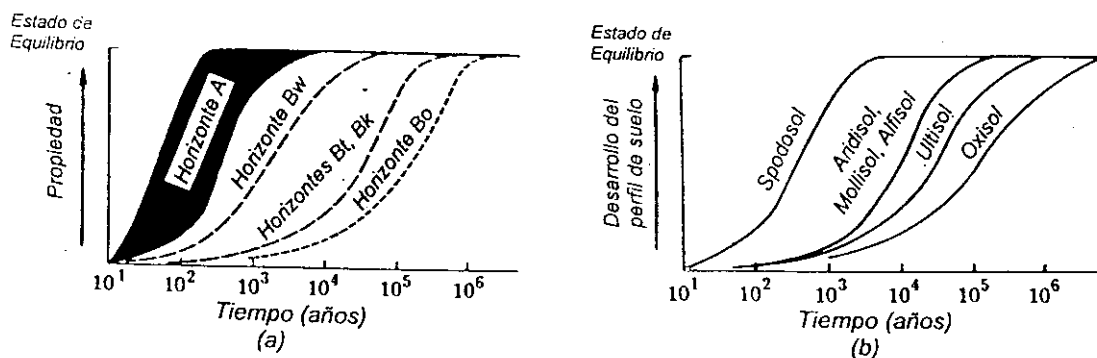


Fig. 3.3: Diagramas esquemáticos en los que se muestran las variaciones en el tiempo para obtener el estado estable para (a) varias propiedades del suelo y (b) varios tipos de suelos. (Modificado de Birkeland (1984)).

Suelos monocíclicos y policíclicos

Los suelos jóvenes, de menos de 10000 años, se han formado bajo unas condiciones del medio, en concreto del clima, muy semejantes a las actuales. Se denominan suelos de ciclo corto, *monocíclicos* o *monogenéticos* o *suelos actuales*. A medida que un suelo es más viejo mayor es la posibilidad de que su evolución se haya visto afectada por los cambios climáticos que han tenido lugar a lo largo del Pleistoceno. Los más significativos han sido los periodos glaciares fríos, con sus periodos interglaciares cálidos, en las regiones templadas actuales, que se correspondieron con periodos pluviales húmedos y a interpluviales secos, en las regiones áridas y semiáridas actuales.

Los suelos de ciclo largo pueden presentar características que no son explicables con el clima actual. Si uno de estos suelos ha permanecido siempre aflorante, se habrá visto afectado por diversos ciclos de evolución bajo los sucesivos climas, se trata de un suelo *poligenético* o *policíclico*, que puede presentar tanto caracteres relictos como actuales. Un suelo formado en un paisaje del pasado (Valentine y Dalrymple, 1976), ya sea monocíclico o policíclico, con caracteres relictos, heredados de la evolución bajo unas condiciones de medio diferentes de las actuales y poco afectado por éstas, se llama paleosuelo.

Un suelo que haya sido recubierto por un depósito de materiales de un espesor superior a 50 cm, se considera un suelo enterrado. Los suelos enterrados pueden presentarse próximos a la superficie, y seguir evolucionando, o bien permanecer a cierta profundidad, e incluso formar parte de una serie sedimentaria, en este caso se trata de un paleosuelo o suelo fósil.

En el caso de los suelos formados en un sistema de terrazas, los intervalos de formación de los suelos no pueden ser comprobados. El tiempo máximo necesario para la formación de cada suelo será desde que la deposición cesó hasta el presente. Por tanto, los suelos se pueden haber formado en menos tiempo que el calculado, pero no hay evidencia del tiempo mínimo de formación ya que la

velocidad de formación puede ser diferente para cada suelo.

Los suelos que se han formado durante un intervalo en el que el clima ha fluctuado probablemente se han formado por pasos, en los cuales la velocidad de desarrollo se ha acelerado en condiciones climáticas óptimas, mientras que en condiciones climáticas marginales la velocidad de desarrollo disminuye. En la curva A de la Fig. 3.3 se muestra este hecho. Dicho suelo se desarrolló bajo condiciones climáticas diferentes. Inicialmente se desarrolló bajo unas mismas condiciones climáticas, hasta el momento *a*, en el que tuvo lugar un cambio climático y parte del suelo quedó enterrado por sedimentos. Debido a la dirección del cambio climático, el desarrollo del suelo que permaneció en la superficie fue mucho más lento (intervalo *a-b*). Continuando en el tiempo, si el suelo superficial permanece en la superficie desde *b* hasta *c*, teóricamente el desarrollo de este suelo en dicho intervalo será mucho más rápido que para el suelo enterrado (desarrollado entre 0 y *a*), alcanzando en *c* un estado de equilibrio. Si el suelo se ha desarrollado bajo un mismo clima (curva B) el desarrollo del suelo será continuo y menos brusco que en las etapas de desarrollo de A. El suelo B puede ver acelerado su proceso de desarrollo bajo unas mismas condiciones climáticas gracias, por ejemplo, a la acumulación de materia orgánica y arcilla en el suelo. Si el suelo alcanzó el desarrollo indicado por el tiempo *c* y, parte fue enterrado y parte permaneció en la superficie hasta el tiempo *d*, ambos parecerían similares si se examinan en el tiempo *d*.

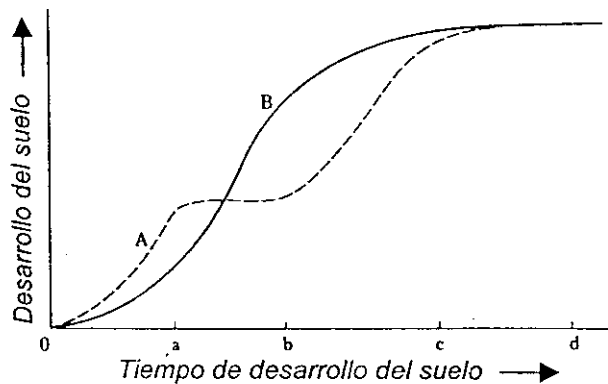


Fig. 3.4: Curvas hipotéticas de desarrollo de un suelo con el tiempo bajo (A) un clima fluctuante, (B) un clima constante. (Tomada de Birkeland (1984)).

3.2.- DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA Y EDAFOLÓGICA DE LOS SISTEMAS DE TERRAZAS INVESTIGADOS

En el centro de la Península Ibérica, en las depresiones interiores terciarias colmatadas por depósitos continentales detríticos y químicos, y en los valles fluviales mayores y que las drenan, se han originado durante el Plioceno superior (?) y el Cuaternario, largas secuencias de terrazas, hasta 20 ó más terrazas, donde las más antiguas y topográficamente más altas, se encajan en dos superficies morfológicas de relieve dominante que son las altiplanicies del Neógeno superior de la "caliza del páramo" y de las "gravas del piedemonte de la raña".

En la actualidad no se conoce con precisión las causas que originan los procesos de agradación/incisión en la construcción de los valles fluviales en la Meseta; Pérez-González (1994), señala como elementos causales tanto los cambios climáticos cuaternarios como los procesos neotectónicos de levantamiento, a lo que hay que añadir en determinados segmentos de los ríos controles litológicos-estructurales del sustrato yesífero que determinan fenómenos de subsidencia sinsedimentaria kárstica (Pérez-González, 1971; Pinilla *et al.*, 1995).

En este trabajo se han muestreado dos de los sistemas de terrazas pertenecientes a la cuenca de Madrid, el correspondiente al río Jarama (perfil de Casas de Uceda) y al río Tajo (área de Talavera de la Reina). Además, con objeto de completar el estudio y comparar los resultados obtenidos con otros sistemas de terrazas, se muestreó también, el sistema correspondiente al río Arlanzón (área de Atapuerca), perteneciente a la gran cuenca interior castellana del Duero.

3.2.1.- SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO JARAMA (ÁREA DE CASA DE UCEDA).

La región del valle del Alto Jarama está situada al NE de Madrid (Fig.3.5), se encuentra bajo condiciones climáticas mediterráneas, con largos y secos veranos (de 3 a 4 meses) y periodos fríos y húmedos en invierno. La precipitación media anual es de 740 mm y la temperatura media anual es de 11.7 °C. En esta área, encajada en las altas superficies de colmatación de edad Neógeno Superior, inclinadas suavemente hacia el SSW, se desarrolla el piedemonte de la Raña, glacis cubierto por aluvionamientos silíceos que proceden del segmento más oriental del Sistema Central. En la Raña se distinguen varios niveles (+ 180 y +210 m) que se corresponden, además, con estadios distintos de los suelos desarrollados sobre ellos (perfiles UC15, Casas de Uceda, UC18, El Casar de Talamanca, y UC17, Matarrubia) (ver Tabla 3.1). Su edad podría representar el límite convencional Neógeno-Cuaternario, aunque es posible una fecha algo más antigua, alrededor de 2 M.a. (Pérez-González, 1982). Aunque los perfiles UC15 y UC18 se les sitúa a +180 m, corresponden a diferentes plataformas, siendo más antigua la del perfil UC18. Cronológicamente, el perfil UC17 (Matarrubia) es el más antiguo de los tres perfiles, se le sitúa a + 210 m y se le asocia un origen al valle del río Sorbe.

El piedemonte al que corresponde el perfil UC18, más joven que el de Matarrubia, al igual que la raña a que corresponde el perfil UC15, están asociados al valle del río Jarama. Estos planos de piedemonte están constituidos por gravas sostenidas por clastos de litología mayores de cuarcitas acompañadas de cuarzos y pórfidos. Las pizarras pueden presentarse en porcentajes significativos en los tamaños menores y a menudo están poco o nada alteradas. La raña de Casa de Uceda (perfil UC15) es la superficie con depósito más reciente en la cual se encaja la primera terraza, estando situada a una cota absoluta de 920 m. En la Fig.3.6 se muestra el perfil transversal del valle en el que se señalan las terrazas estudiadas. Se puede observar que el perfil del valle es asimétrico con desarrollo de terrazas en la margen izquierda donde algunas terrazas situadas en cotas relativas inferiores a + 50 – 55 m están solapadas, mientras que las de altitudes superiores están colgadas unas con respecto a otras y siempre en relieve invertido. En la Tabla 3.1 se señalan las terrazas estudiadas, su cronología y su altitud respecto al nivel actual del río.

| | | PERFILES | CRONOLOGÍA |
|-------------|--|-------------------|----------------------|
| TERRAZAS | (+ 3 –5 m) Llanura aluvial | UC0 | Holoceno |
| | + 8 –10 m | UC10 y UC11 | Pleistoceno Superior |
| | + 32 m | UC13 | Pleistoceno Medio |
| | +80 m | UC12, UC22 y UC23 | Pleistoceno Inferior |
| | +90 m (Uceda) | UC20 y UC21 | Pleistoceno Inferior |
| | + 110 m | UC14 | Pleistoceno Inferior |
| | + 150 m | UC16 y UC19 | Pleistoceno Inferior |
| PIEDEMONTES | + 180 m (Casa de Uceda)) | UC15 | Plio – Pleistoceno |
| | + 210 m (El Casar de Talamanca) (Matarrubia) | UC18 UC17 | Plio - Pleistoceno |

Tabla 3.1. Terrazas y piedemontes correspondientes al río Jarama (área de Casas de Uceda) en las que se indican los perfiles muestreados en cada una de ellos, así como su cronología.

En el perfil de terrazas estudiado (Casas de Uceda), la asociación mineralógica de las terrazas viene definida por estaurolita y granate, como especies dominantes, acompañados por silimanita y turmalina. Dentro de la fracción ligera el cuarzo domina en todo el perfil, presentándose en granos no desgastados y teñidos por óxidos de hierro, salvo los correspondientes al cauce actual. En porcentajes mucho menores se encuentra biotita, feldespato potásico (teñidos por óxido de hierro) y plagioclasa (Alexandre, *et al.*, 1977).

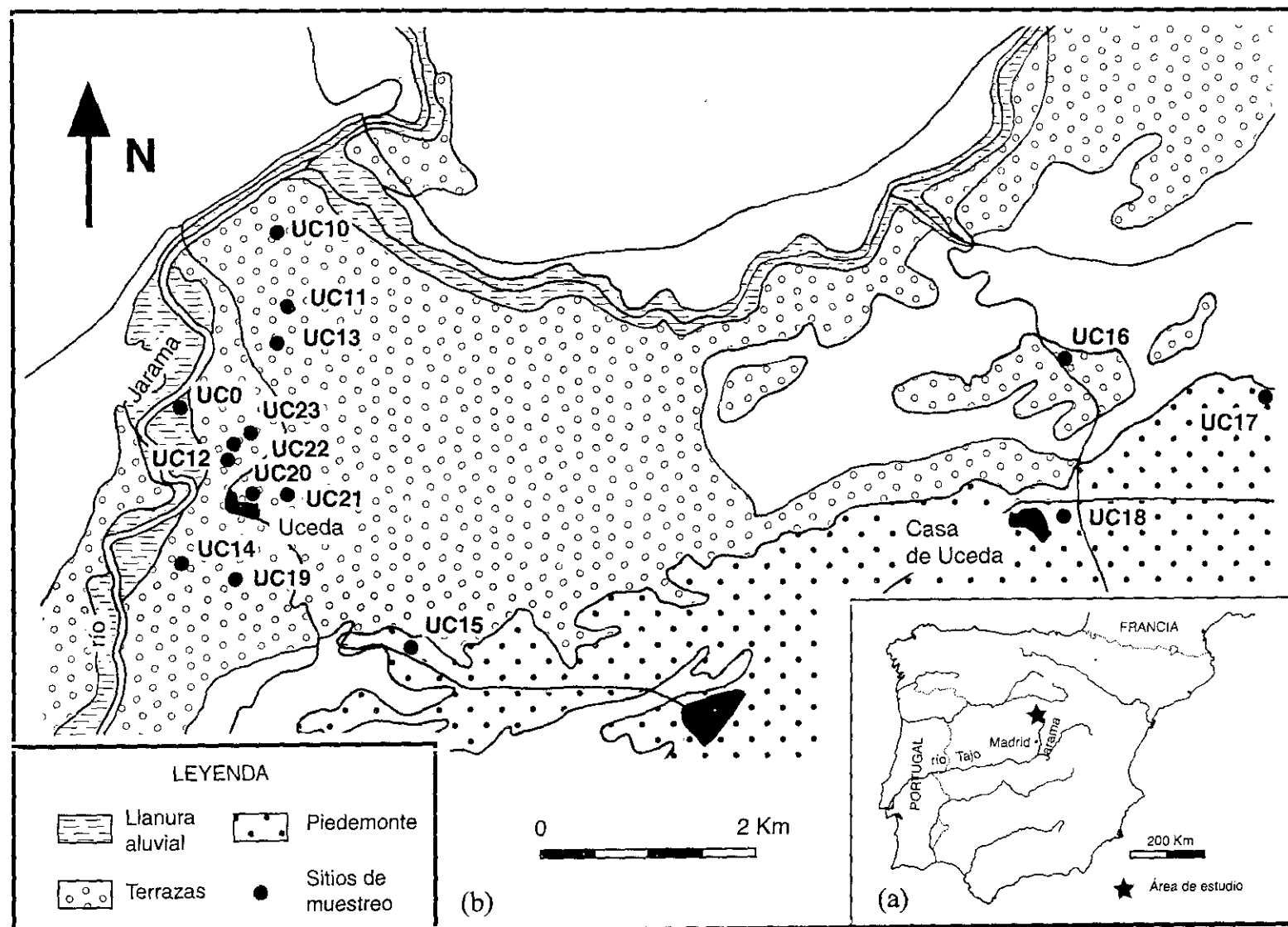


Fig. 3.5: (a) Localización del río Jarama y área de estudio; (b) Mapa geomorfológico del área de Casa de Uceda y posición de los sitios de muestreo.

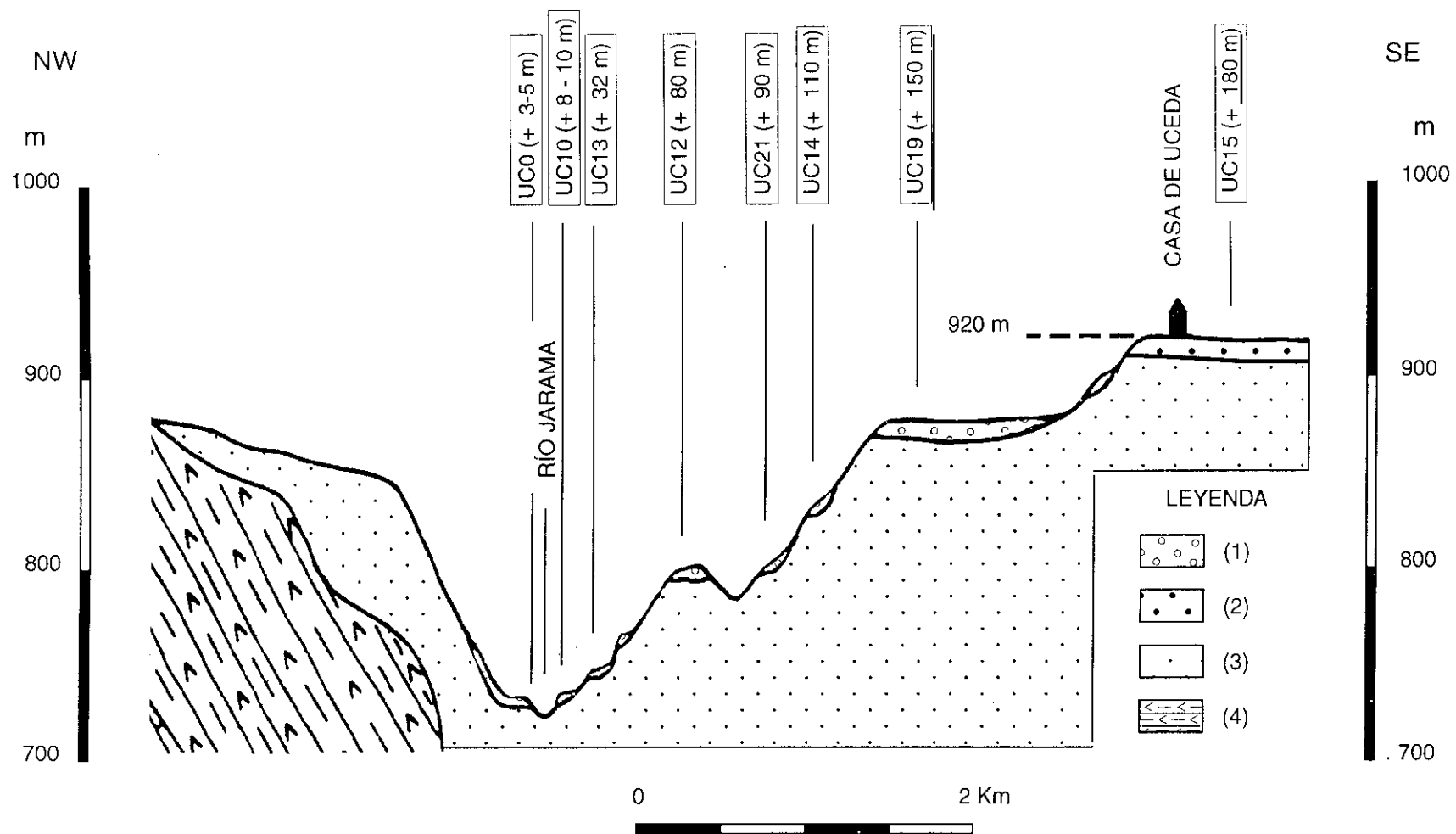


Fig. 3.6: Corte geomorfológico del río Jarama. (1) Terrazas (Pleistoceno); (2) Raña (Plio - Pleistoceno); (3) Margas, yesos y arcillas (Neógeno); (4) Calizas, margas y yesos (Mesozoico y Paleógeno).

En cuanto a las características morfológicas de los suelos, los perfiles presentan el conjunto de horizontes: A (ó E)/B_{u(g)}/B_g/C_(g), donde los subíndices entre paréntesis indican que la propiedad edáfica que representan puede existir o no dependiendo del suelo (Gallardo, *et. al.*, 1987)

3.2.2.- SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO ARLANZÓN (ÁREA DE ATAPUERCA)

La Sierra Mesozoica de Atapuerca se encuentra casi en el límite de las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Ebro, coincidiendo artificialmente este límite con las depresiones geológicas terciarias del mismo nombre. Se sitúa a 15 Km al este de la ciudad de Burgos y en su vertiente meridional (Fig. 3.7).

La Sierra de Atapuerca, por su situación geográfica, pertenece a la gran cuenca interior castellana del Duero en su borde nororiental, que enlaza, a través del Corredor de la Bureba, con la depresión externa de la Meseta del Ebro. Los márgenes montañosos cabalgantes del surco Ebro-Rioja o de la Bureba, están formados por pizarras, areniscas y conglomerados, principalmente paleozoicos de la Sierra de la Demanda, y los carbonatos y detríticos mesozoicos de la Cordillera Cantábrica e Ibérica. Estructuralmente la Sierra de Atapuerca se corresponde a un anticlinal tumbado con convergencia NE y de dirección ibérica NNW-SSE (Olive *et al.*, 1990)

Desde un punto de vista climático, los datos de las estaciones más próximas a la Sierra de Atapuerca (Burgos y Villafría) con altitudes alrededor de los 900 m, indican una precipitación media anual entre 500–550 mm, siendo la primavera (150–170 mm) y el otoño (140–150 mm) las estaciones más lluviosas, y el invierno (130–150 mm) y el verano (90–110 mm) las más secas. La temperatura media anual es de 10.3 °C en Burgos, siendo la temperatura mínima absoluta de –18 °C y la máxima absoluta de 38 °C. Según la clasificación de Papadakis el clima es Mediterráneo templado (INIA, 1973).

En el entorno de Atapuerca, en el perfil transversal de Ibeas de Juarros, el río Arlanzón ha construido, en su margen derecha, un sistema escalonado de terrazas (Fig. 3.8), de edades comprendidas entre el Holoceno y Pleistoceno inferior. Las cotas relativas sobre el cauce son: + 0.50–1 m (llanura aluvial actual), +3 m (ARL6, terraza de Ibeas de Juarros), +10 m (ARL5), +20 m (ARL4), +35 m (ARL3), +60 m (ARL2, la Laguna) y +85 m (ARL1, Escampa Colina) (ver Tabla 3.2). Esta primera terraza, que no fue posible muestrearla, es la más alta preservada en este perfil de Ibeas de Juarros y se encuentra a 994 m de cota absoluta. El nivel de terraza ARL2 (la Laguna), se apoya sobre los términos inferiores de estas calizas del Mioceno superior que se presentan muy karstificadas y cuyos huecos de disolución están rellenos por *terra-rossa*. Los procesos de disolución selectivos de la caliza han aislado grandes núcleos de sílex, los cuales pueden rodar por las laderas de las mesas hasta alcanzar los replanos suavemente inclinados de las terrazas adosadas a ellas; en otras ocasiones podrían haberse incorporado a las cargas de fondo transportadas en el pasado por el río Arlanzón.

Los depósitos fluviales del río Arlanzón están formados por texturas de clastos soportados, compuestos principalmente por cuarcitas y pizarras, en tamaños mayoritarios comprendidos entre 4 y 6/7 cm. Las pizarras son porcentualmente más abundantes en tamaños inferiores a los 2–3 cm de eje mayor. En las barras del cauce actual pueden encontrarse clastos calizos terciarios, sin embargo, están ausentes en las terrazas superiores. Las facies reconocidas representan barras y rellenos de canal, siendo los espesores vistos inferiores a los 3-4 m (Pérez-González *et al.*, 1993). En la actualidad, el río Arlanzón es un río de baja sinusoidad y de carácter entrelazado.

Del análisis de las facies mineralógicas, se deduce que la composición de los minerales pesados y ligeros es muy homogénea en todas las terrazas fluviales. En la fracción arenosa (50 a 500 µm), la asociación de pesados está dominada por los minerales estables turmalina-circón y rutilo. En cuanto a los minerales ligeros, el cuarzo es el mineral dominante, encontrándose también escasos feldespatos, bien conservados y sin apenas signos de alteración (Pérez-González *et al.*, 1993).

En cuanto a los suelos desarrollados sobre las terrazas, en el perfil estudiado (perfil de Ibeas de Juarros), el estadio menos evolucionado está representado por los suelos de la llanura aluvial ARL0, (+0.5 – 1 m), los cuales son *Entisols* de tipo *Fluvent* y cuyas características fundamentales son un perfil de tipo A/C, de color pardo (10YR) y ausencia de películas de arcilla. El segundo estadio evolutivo corresponde a los *Alfisols* de tipo *Haploxeralfs* de las terrazas de + 3 m (ARL6) y + 10 m (ARL5), que tienen horizontes B_t (perfil A/B_t), de tipo bandeado y continuo respectivamente, y color pardo rojizo (5YR). El tercero y máximo estadio evolutivo está representado por los *Alfisols* de tipo *Palexeralf* de las terrazas más antiguas. Las características más sobresalientes de estos suelos son los perfiles tipo A/E/B_t, el espesor considerable y el contenido homogéneo de arcilla de los horizontes B_t, el color rojo (2.5YR e incluso 10R), las películas de arcilla gruesas y continuas y la alteración de una proporción apreciable de los clastos de cuarcitas (Pérez-González, *et. al.*, en prensa).

| TERRAZAS | PERFILES | CRONOLOGÍA |
|----------------------------------|----------|----------------------------|
| (+ 0.50 –1 m) Llanura aluvial | ARL0 | Holoceno |
| + 3 m (Ibeas de Juarros) | ARL6 | Pleistoceno superior |
| + 10 m | ARL5 | Pleistoceno superior |
| + 20 m | ARL4 | Pleistoceno medio/superior |
| +35 m | ARL3 | Pleistoceno medior |
| + 60 m (La Laguna) | ARL2 | Pleistoceno medio/inferior |
| + 85 m | ARL1 | Pleistoceno Inferior |

Tabla 3.2. Terrazas correspondientes al río Arlanzón (área de Atapuerca), indicando su altitud respecto el nivel actual del río, los perfiles muestreados en cada terraza y su cronología.

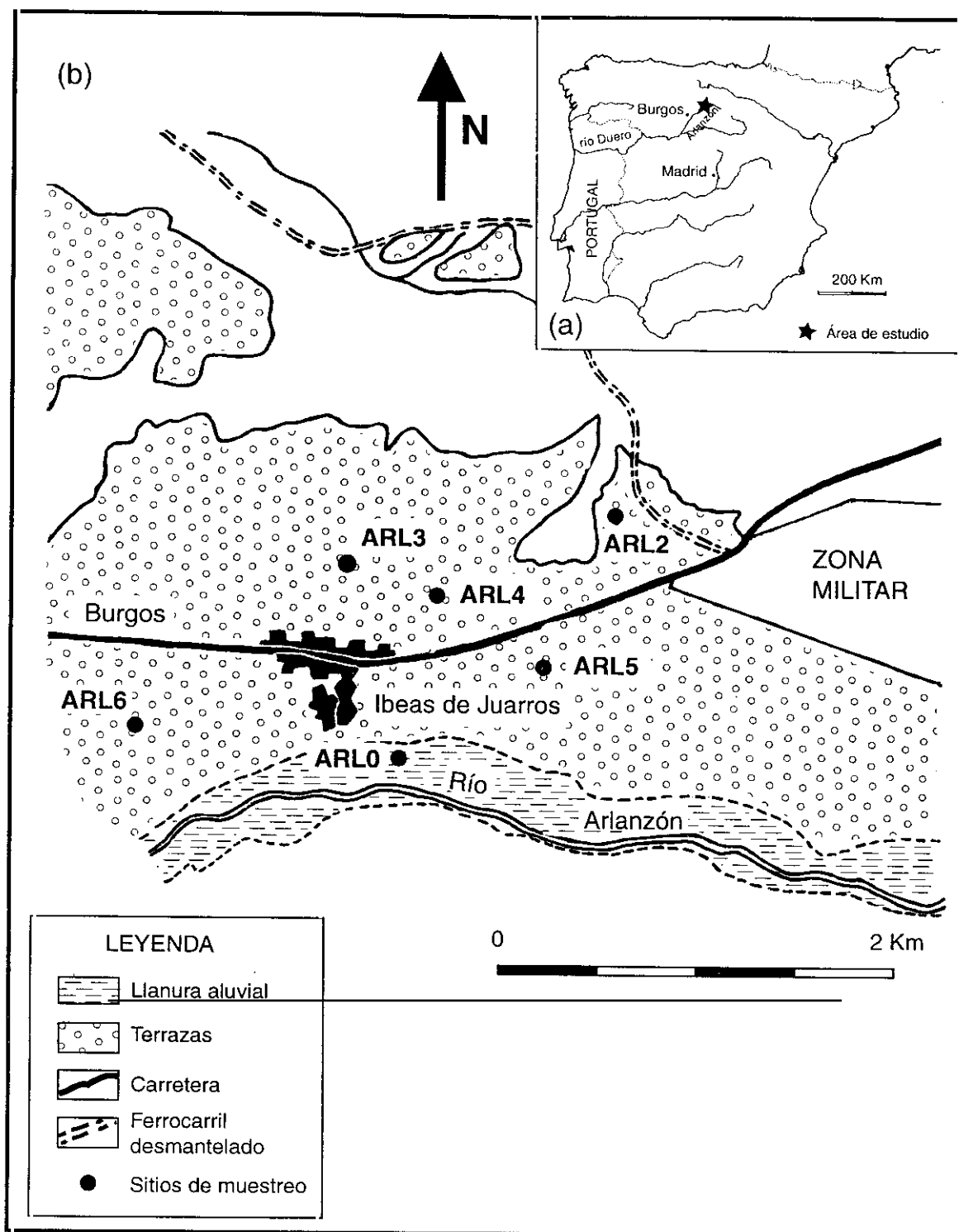


Fig. 3.7: (a) Localización del río Arlanzón y área de estudio; (b) Mapa geomorfológico del área de Atapuerca (zona de Ibeas de Juarros) y posición de los sitios de muestreo.

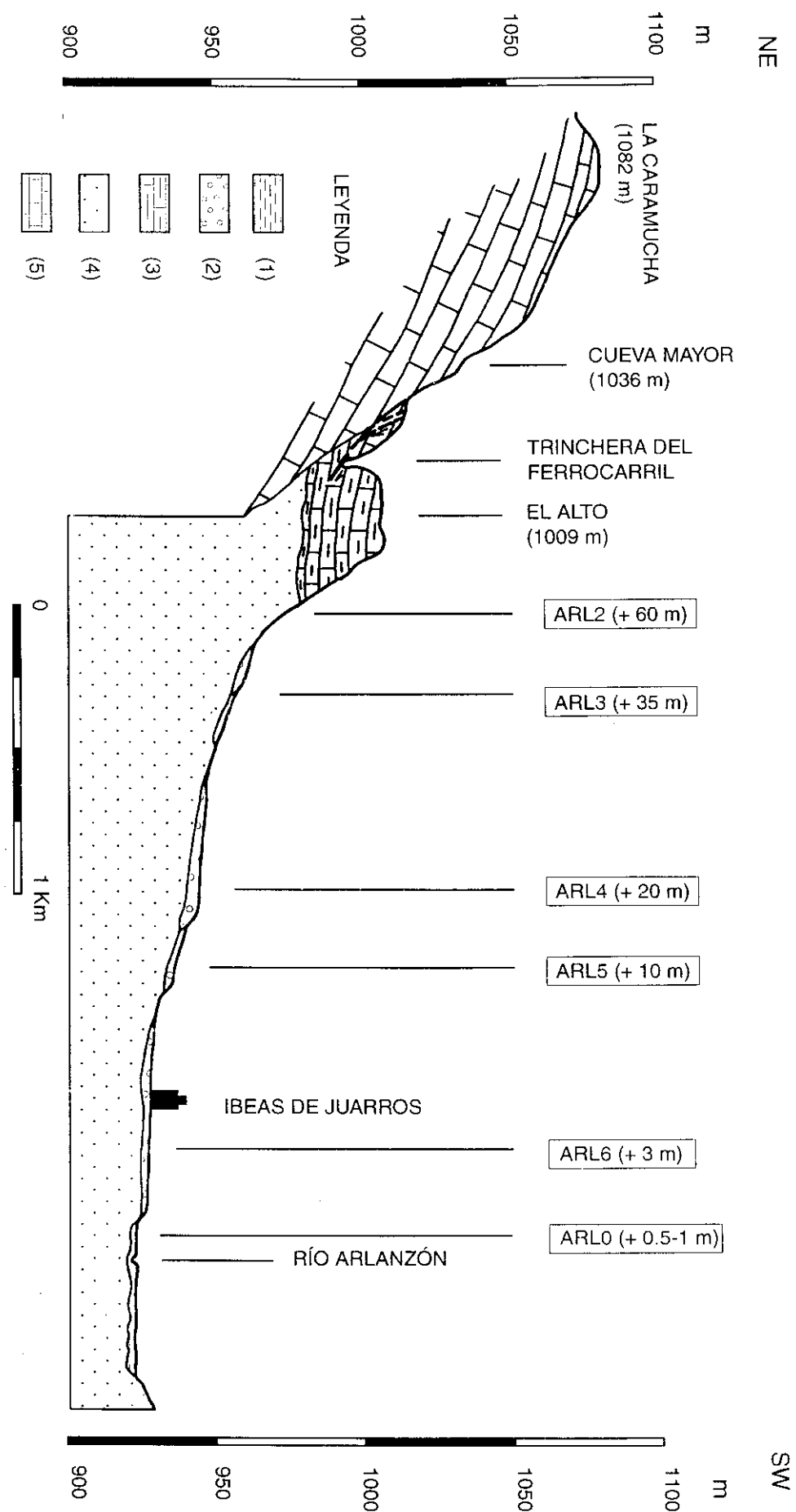


Fig. 3.8: Corte geomorfológico del río Arlanzón. (1) Llanura aluvial (Holoceno); (2) Terrazas (Pleistoceno); (3) Calizas y margas (Mioceno medio - superior); (4) Margas, yesos, arcillas (Mioceno medio); (5) Dolomías, calizas y margas (Cretácico superior)

3.2.3.- SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO TAJO (ÁREA DE TALAVERA DE LA REINA)

Este sistema de terrazas se corresponde con un sector del valle del río Tajo comprendido entre Malpica (396 m de cota absoluta) y Talavera de la Reina (372 m), que se encuentra en el extremo suroeste de la cuenca de Madrid (Fig. 3.9). En estas partes de la cuenca el sustrato terciario está formado por materiales detríticos (arcosas, fangos y conglomerados) de edad paleógena y miocena, sobre un basamento ígneo-metamórfico del Precámbrico y del Paleozoico que aflora al norte en el Sistema Central y al sur en los Montes de Toledo.

La cartografía geomorfológica realizada en este sector de Malpica-Talavera de la Reina (Pérez-González y Silva, en prensa; Perez-Gonzalez *et al.*, 1995) ha permitido diferenciar 13 niveles aluviales escalonados, desde la llanura aluvial actual de edad Holocena a +3-5m (TR13) hasta la terraza de +185m (TR1) con probable edad del inicio del Pleistoceno inferior o del Plioceno superior (ver Tabla 3.3). Esta primera terraza se encaja algunas decenas de metros en el piedemonte plioceno de la Raña que en el perfil transversal de La Puebla-San Bartolomé se encuentra a una altitud de 630 m (TR.R). En la Fig.3.10 se muestra el perfil transversal del valle en el que se señalan las terrazas y piedemonte estudiados.

El valle, en sección transversal, es en este segmento del río Tajo, marcadamente disimétrico por el deslizamiento de las terrazas hacia el norte como consecuencia del basculamiento o inclinación del basamento en ese mismo sentido. Este control estructural de la geometría de los valles fluviales de la Meseta fue ya señalado por Alía Medina en 1960.

Texturalmente, todos los depósitos de las terrazas y de la Raña son muy homogéneos. Se trata de gravas soportadas por clastos (*clast-supported*), de litologías silíceas dominantes, cuarcitas mayoritarias y cuarzos, y con cantos calizos en los niveles más recientes de las terrazas. Las facies arenosas son poco frecuentes y en ocasiones las secuencias fluviales de las terrazas finalizan con facies limo-areno-arcillosas con cantos dispersos, de facies de *overbank*. Los espesores máximos no parecen sobrepasar los 4-5 m.

En la fracción arenosa (50 a 500 μm), la asociación de pesados está dominada porcentualmente por la estauroлита-granate-turmalina-mica. En los ligeros, el cuarzo es mayoritario seguido por los feldespatos y, en ocasiones, por micas y carbonatos.

En la edafo-secuencia de las terrazas de Talavera de la Reina hay tres tipos de suelos fundamentales: *Entisols*, *Alfisols* e *Inceptisols* (Pérez-González, *et al.*, 1995). Los *Entisols* son los suelos de las llanuras de inundación (nivel 13) y por ende con perfil poco desarrollado de tipo A/C. Los *Alfisols* son los suelos mas frecuentes en la secuencia, y caracterizan a todas las superficies entre el Pleistoceno superior y el Plioceno. Por ultimo, los *Inceptisols* son los suelos resultantes de un proceso de degradación regresiva (Johanson y Watson-Stenger, 1987) de los propios *Alfisols* que provoca la erosión de los horizontes B_t de tipo argílico y la cementación de los horizontes cálcicos C_k.

| | | ALTITUD SOBRE NIVEL ACTUAL DEL RÍO (m) | CRONOLOGÍA |
|-------------|------|---|----------------------|
| TERRAZAS | TR12 | +7 – 9 | Pleistoceno superior |
| | TR11 | +20 | |
| | TR10 | +30 | Pleistoceno medio |
| | TR9 | +45 – 50 | |
| | TR8 | +60 – 65 | Pleistoceno inferior |
| | TR7 | +75 – 80 | |
| | TR6 | +95 – 100 | |
| | TR5 | +105 | |
| | TR4 | +115 – 120 | |
| | TR3 | +130 | |
| | TR2 | +155 | |
| | TR1 | +185 | |
| PIEDE-MONTE | TR.R | +245 - 250 | Plioceno |

Tabla 3.3. Terrazas correspondientes al río Tajo (área de Talavera de la Reina), indicando su altitud respecto el nivel actual del río y su cronología.

Los tipos de suelos del sistema de terrazas del río Tajo se pueden clasificar según distintas edades como se indica en la Tabla 3.3.

Typic Haploxeralfs son suelos del Pleistoceno medio y superior, que tienen horizontes argílicos de color pardo rojizo, moderado espesor y moderado contenido en arcilla.

Calcic (Vertic) Rhodoxeralfs son suelos del Pleistoceno inferior/medio, que tienen horizontes argílicos de color netamente rojo, espesores considerables y elevados contenidos de arcilla.

| SUELOS | EDAD | PERFIL | MINERALES DE ARCILLA DOMINANTES |
|---|--|-------------------------------------|------------------------------------|
| <i>Typic Haploxeralfs</i> | Pleist sup. y medio | A/B _t /C _k | Esmectita |
| <i>Calcic Rhodoxeralfs</i> y <i>Vertic Palixeralfs</i> | Pleist. medio inicial y Pleist inf. | A-E/B _t /B _{tk} | Ylita/caolinita |
| <i>Ultic Palixeralfs</i> | Plio/Pleistoceno | A/E/B _t | Caolinita |

Tabla 3.3. Clasificación general de los tipos de suelos encontrados en el sistema de terrazas del río Tajo, indicando la edad en la que se observan, el tipo de perfil de suelo y los minerales de arcilla dominantes. Tomado de Pérez-González, *et al.*, 1995.

Vertic Palexeralfs son suelos claramente correspondientes al Pleistoceno inferior. Estos suelos fueron de tipo *Rhodoxeralf* pero las malas condiciones de drenaje tanto internas como externas han tenido como consecuencia la modificación del color (Yaalon, 1971; Alcalá del Olmo *et al.*, 1992) del rojo pardo y la aparición de moteados o nódulos de sesquióxidos negros.

Ultic Palexeralfs son los suelos mas antiguos de la secuencia, concretamente Plio/Pleistocenos y su peculiaridad consiste en una cierta pobreza en bases, que les distingue de los suelos saturados del resto de la secuencia.

Como se ha indicado, todos los suelos de la secuencia, salvo los de la llanura de inundación, tienen horizonte B_t de tipo argílico. El límite inferior de estos horizontes B_t esta situado aproximadamente a 100 cm de profundidad en los *Typic Haploxeralfs* y a más de 200 cm en los suelos más antiguos: *Calcic Rhodoxeralfs* y *Vertic* y *Ultic Palexeralfs*. Ahora bien, en los suelos de edad media situados en el centro de la secuencia: *Calcic Rhodoxeralfs* y *Vertic Palexeralfs*, la parte inferior del horizonte B_t está invadida por carbonato cálcico de origen secundario, circunstancia que determina su designación como B_{tk} . Estas características unidas al hecho de que los minerales de arcilla dominantes son esmectitas en los suelos más recientes, *Typic Haploxeralfs*, e ilita/caolinita e incluso caolinita en los más antiguos, induce a concluir que en el Pleistoceno medio/superior se dieron condiciones favorables para la calcificación secundaria de la mayor parte de los suelos de la secuencia; no obstante, este proceso afectó mínimamente a los suelos más antiguos, razón por la que se mantienen con una cierta desaturación en bases: *Ultic Palexeralfs*. En el Pleistoceno superior las condiciones climáticas, probablemente ya de tipo mediterráneo, han permitido el desarrollo de horizontes B_t en las superficies que se iban formando y el lavado del carbonato de la parte superior de los suelos en las superficies ya formadas hasta una profundidad aproximada de 100 cm (Pérez-González, *et al.*, 1995).

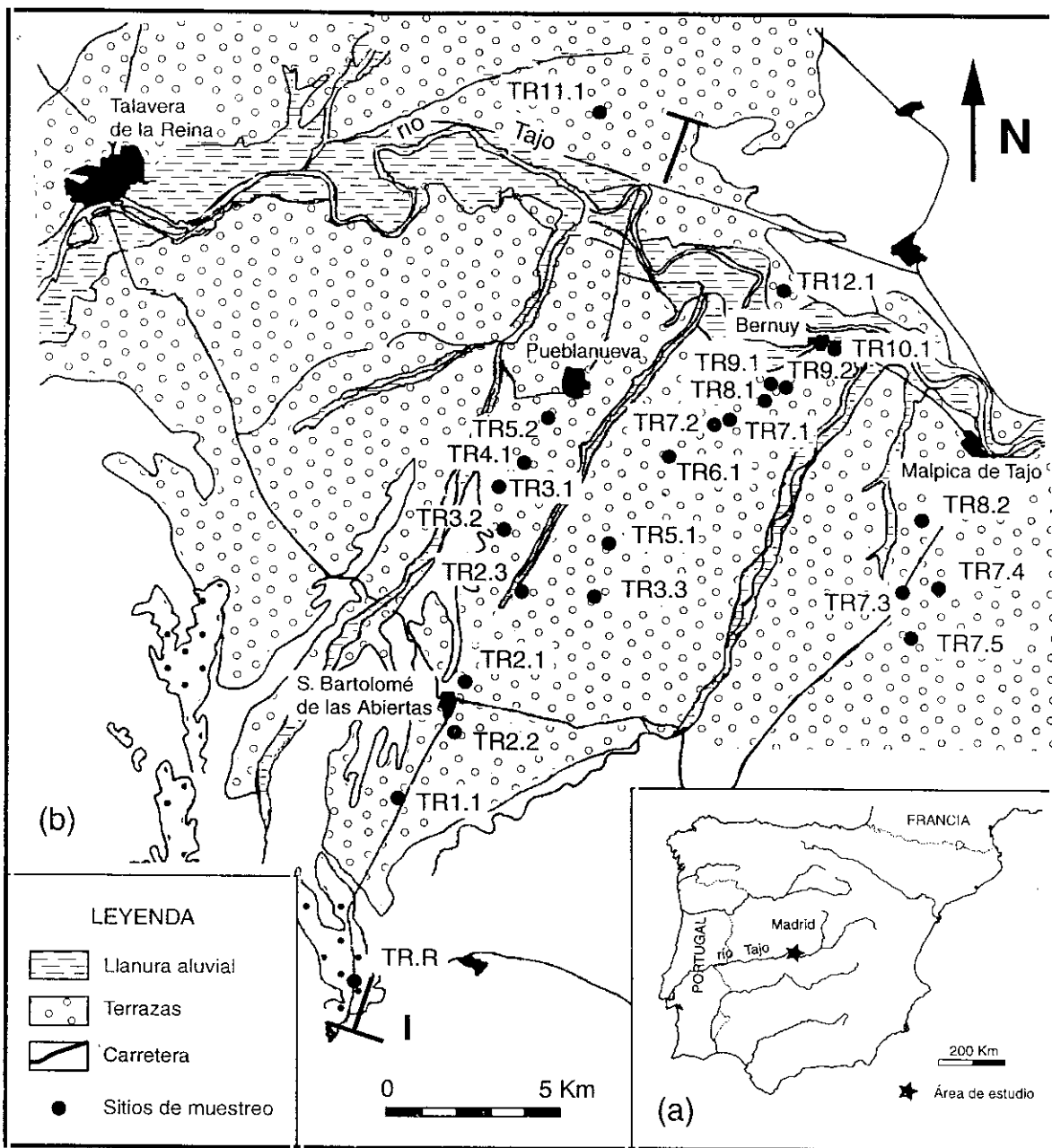


Fig. 3.9: (a) Localización del río Tago y área de estudio, (b) Mapa geomorfológico del área de Talavera de la Reina y posición de los sitios de muestreo.

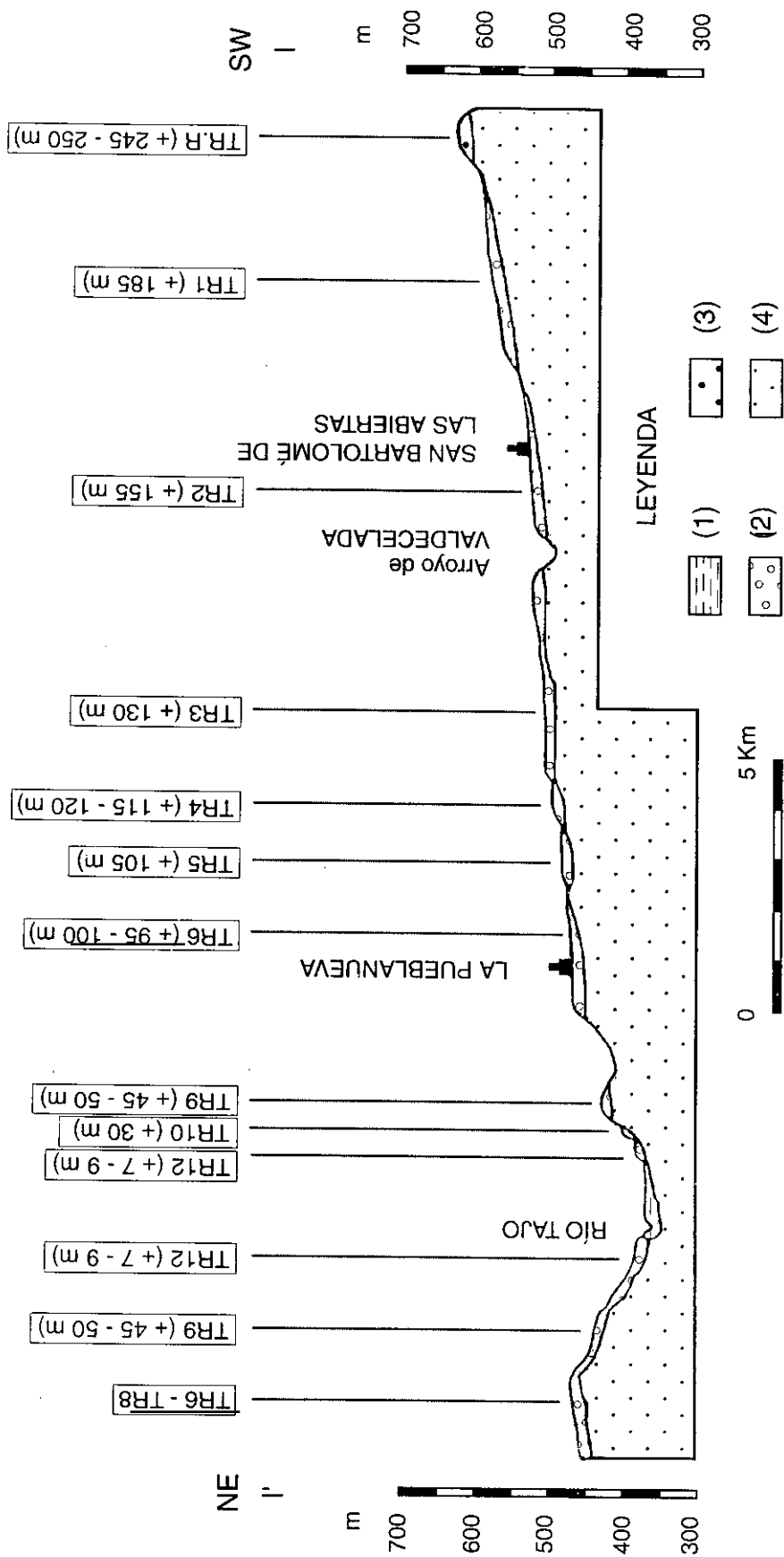


Fig. 3.10: Corte geomorfológico del río Tajo. (1) Llanura aluvial (Holoceno); (2) Terrazas (Pleistoceno); (3) Raña (Plioceno); (4) Arcosas (Neógeno).

CAPÍTULO 4

Objetivos y Metodología

4.1.- OBJETIVOS GENERALES

Este trabajo supone el primer estudio de parámetros magnéticos en suelos con fines medioambientales desarrollado en la Península Ibérica. El principal objetivo es caracterizar magnéticamente cada uno de los perfiles de suelos de los sistemas de terrazas correspondientes a los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón, de edades comprendidas entre Plio-Pleistoceno y Holoceno, identificando el tipo de minerales presentes y su estado magnético. Asimismo, se pretende establecer un patrón de evolución de dichas parámetros magnéticos con el tiempo, identificando posibles cambios paleoambientales que puedan haber tenido lugar en dicha época en la Península Ibérica. Con estos objetivos se han estudiado diferentes parámetros magnéticos en suelos y se ha definido algunos parámetros magnéticos nuevos con el fin de obtener una mejor caracterización de las secuencias de terrazas.

4.2.- METODOLOGÍA EN EL ESTUDIO DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS DE SUELOS DE SISTEMAS DE TERRAZAS

4.2.1.- TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo consistió en diferentes campañas de muestreo llevadas a cabo en los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón.

1) Selección de las secciones de río

Las secciones de los ríos se seleccionaron teniendo en cuenta el estado de conservación de las terrazas y que se hubiera realizado en dichas áreas algún trabajo de tipo geomorfológico y edafológico previo. Dichas secciones fueron las siguientes:

- a) Río Jarama (área de Casa de Uceda): Valdepeñas de la Sierra – Casas de Uceda
- b) Río Tajo (área de Talavera de la Reina): La Dehesa – San Bartolomé de las Abiertas
- c) Río Arlanzón (área de Atapuerca): Ibeas de Juarros - Trinchera del Ferrocarril

En el Capítulo 3 se muestran dichas secciones de corte (Figs. 3.6, 3.8 y 3.10) y la posición de cada uno de los sitios de muestreo en los mapas correspondientes (Figs. 3.5, 3.7 y 3.9).

2) Muestreo de los suelos, que consistió en:

- Excavación de varias zanjas de profundidad 2.5-3 m en cada terraza, con objeto de obtener una secuencia continua de suelos. La excavación de varias zanjas espaciadas en cada una de las terrazas permitió una buena discriminación de las influencias muy locales que afectan a la formación de los

suelos tales como erosión, quema local de los suelos..., respecto de factores ambientales globales. Se muestrearon un total de 45 perfiles de suelos en 29 terrazas diferentes.

- Muestreo con cucharas no magnéticas de material suelto cada 10 cm de profundidad, para así obtener una buena caracterización del suelo. Con este material suelto se llenaron cajas de plástico de 3.22 cm³, que posteriormente se analizaron en el laboratorio.

4.2.2.- TRABAJO DE LABORATORIO

Se realizó en los Laboratorios de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica del ETH-Zürich y del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El trabajo de laboratorio consistió principalmente en la medida de diferentes parámetros magnéticos. Algunos de ellos pueden constituir una aportación metodológica de este trabajo en el estudio del magnetismo ambiental (ver capítulo 2.6.5). Es decir, se han definido unos nuevos parámetros magnéticos, que se han investigado sistemáticamente, añadiéndolos a los habituales parámetros utilizados en el magnetismo ambiental. Los parámetros magnéticos estudiadas son las que se indican a continuación:

1.- Medida de la **susceptibilidad magnética** (χ) de cada una de las muestras:

a) a *diferentes frecuencias* (0.47 y 4.7 KHz): Estas medidas se realizaron con un susceptibilímetro Bartington, modelo MS-2, y permitieron evaluar la *dependencia de la susceptibilidad con la frecuencia* (χ_{fd}).

b) a *diferentes temperaturas* (77 y 293 K), que se realizaron con un susceptibilímetro Kappabridge modelo KLY-2 y permitieron evaluar la contribución de minerales paramagnéticos y ferrimagnéticos en diferente estado magnético: dominio simple (SD) y superparamagnético (SP).

2.- Medida de la **magnetización remanente anhisterética** (ARM) a temperatura ambiente.

Para las muestras correspondientes al río Tajo se utilizó un desimanador por campos alternos Schonstedt modelo GSD1-AC con un campo pico de 100 mT y una bobina que producía un campo constante de 0.05 mT (≈ 39.8 A/m), midiéndose posteriormente la ARM por medio de un magnetómetro JR5. En el caso de las muestras correspondientes a los ríos Jarama y Arlanzón se utilizó dicho desimanador Schonstedt sin apantallamiento, de modo que el campo constante era el propio campo magnético terrestre del lugar (≈ 40 – 41 A/m), el cual se midió inmediatamente antes de realizar cada medida. Las medidas de la magnetización se realizaron por medio de un magnetómetro criogénico 2G (Goree y Fuller, 1976). En muestras piloto previamente seleccionadas para cada horizonte de los suelos, se realizaron medidas de adquisición de ARM, aumentando por pasos el

campo alterno (desde 0 hasta 100 mT). A todas las muestras se aplicó el campo máximo, con objeto de construir perfiles con la profundidad de ARM, o bien de χ_{ARM} (relación entre la ARM inducida a la muestra y el campo constante aplicado) para todos los suelos. El interés del estudio de este parámetro es que es sensible a la contribución de granos magnéticos finos (dominio simple (SD)), permitiendo determinar los horizontes de los suelos en los que la contribución de granos magnéticos en estado SD es máxima.

3.- Medida de la **magnetización remanente isothermal** (IRM) a temperatura ambiente (293 K) y temperatura del nitrógeno líquido (77 K). En las muestras más representativas de cada perfil de suelo se realizaron curvas detalladas de adquisición de IRM. Posteriormente, se aplicaron diferentes campos (25, 100, 300, 1000 y -100 mT) a todas las muestras de cada uno de los perfiles, midiéndose en cada paso la IRM a las dos temperaturas (77 y 293 K). Con los datos obtenidos se dibujaron perfiles de $\text{IRM}_{x \text{ mT}}$ en profundidad de manera que ha sido posible, al compararlos, obtener cualitativamente la contribución relativa de minerales de alta y baja coercitividad en estado SD y SP. Con objeto de conocer dicha contribución se definieron nuevos parámetros ($\Delta\text{IRM}_{\text{SP}_{bc}}$, ΔIRM_{ac} y $\Delta\text{IRM}_{\text{tot}}$) (Bógalo *et al.*, 1997). Las medidas de IRM se realizaron por medio de unas bobinas que producían un campo máximo de 1 T y la medida de la magnetización por medio de un magnetómetro criogénico 2G.

4.- Ciclos de histéresis y medidas de los **parámetros de histéresis** (M_{rs} , M_s , B_c y B_{cr}) en las muestras más representativas de cada horizonte de todos los suelos. Estos experimentos se realizaron a temperatura ambiente por medio de un magnetizador Micromag, modelo 2900 (AGM). Estos parámetros han permitido evaluar la contribución de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos en diferente estado magnético. Corrigiendo posteriormente la fase paramagnética, ha sido posible conocer las diferentes fases magnéticas que han contribuido en la magnetización (estado magnético diferente: SD+SP y mineralogía magnética diferente: ferrimagnético + antiferromagnético). En principio M_r es similar a IRM (por tanto, M_{rs} similar a SIRM). Sin embargo, en este trabajo se utilizan las dos nomenclaturas para diferenciar los experimentos con los que se obtuvieron los valores: IRM, se obtuvo aplicando paso por paso un campo determinado y midiendo la magnetización remanente adquirida (por unidad de volumen, A/m, o bien por unidad de masa, $\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$), mientras que M_r son medidas continuas realizadas en el magnetizador Micromag y expresadas en unidades de momento magnético (Am^2).

5.- Medida de la **temperatura de Curie** (T_C), por medio de curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura a campos bajos ($\chi(T)$) y, cuando fue necesario, de la magnetización de saturación con la temperatura a campos altos ($M_s(T)$). Estos experimentos se realizaron en las muestras más representativas de cada horizonte de todos los suelos. El objetivo de estos análisis fue intentar identificar los minerales presentes en las muestras y el estado magnético en que se encuentran y,

además, determinar las transformaciones químicas con la temperatura que sufren los minerales magnéticos identificados. Las medidas de $\chi(T)$ se llevaron a cabo con un horno tipo CS-2 asociado al susceptibilímetro Kappabridge KLY-2 (Houdra, 1994) y las medidas de $M_s(T)$ fueron realizadas con una balanza de Curie construida en el Laboratorio de Paleomagnetismo del ETH-Zurich, cuyo campo estático máximo fue de 0.7 T.

6.- Medidas continuas de la **variación de la susceptibilidad con la temperatura** ($\chi(T)$), desde la temperatura del nitrógeno líquido (77 K) hasta temperatura ambiente (293 K) en muestras seleccionadas de cada horizonte. Estas medidas se realizaron con un susceptibilímetro modelo Bartington y un termopar el cual fue introducido en el interior de las muestras, de manera que se obtuvieron de forma continua pares de datos $\chi - T$. El objetivo de dichas medidas fue evaluar la contribución relativa de los minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos en el valor total de la susceptibilidad y observar, cuando fuera posible, la *transición de Verwey* para la magnetita.

4.3.3.- ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Con el objetivo de poder llevar a cabo una buena interpretación de todo el volumen de datos, se ha trabajado sistemáticamente partiendo de lo particular (un suelo) para, posteriormente estudiar cada uno de los sistemas de terrazas y, finalmente, compararlos e intentar establecer un patrón de posible evolución paleoambiental en el centro de la Península Ibérica.

A) En cada uno de los tres sistemas de terrazas, se llevó a cabo el siguiente estudio detallado:

1) *Análisis de los parámetros magnéticos en cada perfil de suelo*

Comparación de las distintos parámetros magnéticos según la profundidad para cada uno de los perfiles de suelo. Identificación de la mineralogía y del estado magnético de dichos minerales y variación de los mismos en función de la profundidad del suelo.

2) *Análisis de los parámetros magnéticos de cada terraza*

Comparación de los resultados obtenidos en todos los suelos de una misma terraza. Discriminación de los posibles factores locales de desarrollo de los suelos y caracterización de los parámetros magnéticos de las terrazas.

3) *Evolución de los parámetros magnéticos con la edad*

Comparación de los perfiles de parámetros magnéticos de todos los suelos y terrazas correspondientes al sistema según la edad. Estudio de la evolución de los minerales y estado

magnético en que se encuentran en función de la edad de las terrazas. Crecimiento de los minerales magnéticos con la edad. Separación de los efectos locales respecto a los generales que han afectado en la formación de los suelos para todo el sistema de terrazas. Identificación de posibles eventos paleoambientales en los sistemas de terrazas.

- B) Comparación de los estudios de evolución de los parámetros magnéticos realizados en cada uno de los sistemas de terrazas. Identificación de las variaciones de los parámetros magnéticos según la altitud de la terraza (edad) con posibles cambios medioambientales en la Península Ibérica desde el Plio-Pleistoceno hasta el Holoceno. Discriminación de posibles cambios medioambientales a nivel regional.

CAPÍTULO 5

Descripción magnética de los suelos del río Jarama

El muestreo de los suelos correspondientes a este sistema de terrazas se realizó según un corte transversal al río en el entorno de Casas de Uceda, tal y como muestra la Figura 3.6. Las terrazas estudiadas tienen una edad comprendida entre el Plio-Pleistoceno para los perfiles de la Raña: +210 m (perfil UC17) y +180 m (perfiles UC15 y UC18), y el Holoceno para la llanura aluvial: +3-5 m (perfil UC0).

Todos los perfiles de suelos han sido caracterizados magnéticamente con objeto de conocer en función de la profundidad los minerales magnéticos presentes y el estado magnético en que se encuentran. Los perfiles de parámetros magnéticos de suelos correspondientes a una misma terraza se han comparado para así poder diferenciar comportamientos locales (quema del suelo, explotación agrícola o ganadera, erosión local, etc.) y globales en dicha terraza. Posteriormente se han comparado las terrazas del sistema y se ha investigado la evolución de los parámetros magnéticos en función de la altura de la terraza respecto el nivel actual del río, es decir, en función de la edad y de los posibles cambios paleoambientales que han podido tener lugar en dicha área desde la formación de dichas terrazas.

5.1.- DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

5.1.1.- LLANURA ALUVIAL (+3-5 m) (Perfil UC0)

Breve descripción litológica

En esta terraza, de edad Holocena, se encuentra situado el perfil de suelo UC0. Se trata de un suelo joven, poco evolucionado, en el que todavía no se ha formado el horizonte de iluviación (B) y consta tan solo de un horizonte mineral A con un espesor de 10 cm y de un horizonte C (roca madre poco alterada), en el cual se observa una discontinuidad litológica a 135 cm de profundidad, bajo la cual se sitúa el horizonte 2C. La litología de dicho suelo se muestra en la Fig. 5.1, tratándose principalmente de arenas y limos para todo el perfil, con gravas a partir de 130 cm de profundidad. Por su parte, el nivel freático se encuentra situado a 150 cm de profundidad.

Descripción de los parámetros magnéticos

Parámetros magnéticos estudiados, tales como la susceptibilidad magnética (χ) a diferentes temperaturas, la susceptibilidad anhisterética (χ_{ARM}) y la magnetización remanente isotermal (IRM) a diferentes campos y temperaturas (77 y 293 K), muestran pequeñas variaciones según la profundidad

hasta 150 cm, a la cual disminuyen ligeramente los valores de dichos parámetros (Figs. 5.1a, c i y j). En general, la variación de χ_{ARM} con la profundidad (Fig. 5.1c) es similar a la variación de la susceptibilidad magnética, χ . El parámetro χ_{ARM} , que es más sensible a las variaciones en concentración de los granos más finos ($0.02 - 0.36 \mu\text{m}$) próximos al límite inferior del estado SD que a las variaciones para otros estados magnéticos, muestra una ligera disminución de la concentración de estos minerales con la profundidad, desde el valor máximo que posee en superficie ($163 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$), hasta el valor mínimo observado a 180 cm de profundidad ($44 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). La curva de IRM_{RT} no sufre importantes variaciones con la profundidad (Fig. 5.1j). La Fig. 5.1k muestra la relación entre $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a 293 y 77 K. A temperatura ambiente, los valores de dicha curva se mantienen constantes con la profundidad, con valores entre 0.8 y 0.9, salvo a 90 cm y a partir de 150 cm, indicando que la respuesta magnética de las muestras está dominada prácticamente en todo el perfil, por minerales ferromagnéticos de baja coercitividad. A 77 K se observa un fuerte aumento de la coercitividad indicado por los valores de $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ oscilando entre 0.48 y 0.60. La Fig. 5.1i muestra, además, un fuerte aumento en los valores de intensidad de magnetización.

El parámetro χ mide la contribución de minerales tanto ferromagnéticos como paramagnéticos y diamagnéticos. La medida de χ a diferentes temperaturas informa acerca del estado magnético en que se encuentran los minerales responsables de la señal magnética. Como ya se ha comentado, la χ de los minerales paramagnéticos sigue la ley de Curie – Weiss, de manera que aumentará cuando la temperatura disminuya. Por otra parte, el valor de χ debida a los minerales ferrimagnéticos en estado SP disminuirá al hacerlo la temperatura, cuando son enfriados por debajo de su temperatura de bloqueo. Es decir, al enfriar las muestras a 77 K existirá una cierta cantidad de minerales ferrimagnéticos, en estado SP a temperatura ambiente, que quedan bloqueados, y que se comportarán como dominio simple (SD) a 77 K. De esta manera, comparando las curvas de χ a temperatura ambiente y a baja temperatura, se puede conocer la contribución relativa de minerales paramagnéticos frente a minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente. Dichas curvas muestran una contribución prácticamente constante de minerales paramagnéticos en todo el perfil, salvo a 80 cm y entre 140 y 150 cm de profundidad, donde la disminución de esta diferencia se debe bien a una disminución de los minerales paramagnéticos, o bien, a un aumento de los minerales ferrimagnéticos en estado SP.

Los valores representados de los parámetros de histéresis M_s y H_c se han calculado tras la corrección por la pendiente a altos campos de los ciclos de histéresis debida a la contribución de minerales paramagnéticos. Debido a este hecho, en el caso de que hubiera una contribución significativa de minerales de alta coercitividad se habrá corregido el ciclo también por esta fracción, por tanto, dichos valores no corresponderían exactamente a los valores reales de dichos parámetros. Las curvas correspondientes a los valores de los parámetros de histéresis y sus relaciones entre ellos (M_{rs}/M_s y B_{cr}/B_c) (Figs. 5.1e-h) muestran pequeñas variaciones con la profundidad, salvo a 180 cm.

Dichos valores indican que el suelo contiene una concentración casi uniforme de minerales ferrimagnéticos de tamaño de grano fino, salvo a 180 cm donde posiblemente el tamaño de grano de estos minerales sea mayor, o bien pueda existir una pequeña contribución de minerales de coercitividad mayor.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos se indica a partir del comportamiento de los siguientes parámetros con la profundidad:

- a) El perfil de variación de la susceptibilidad con la frecuencia (χ_{fd}), propiedad indicativa de la presencia de granos magnéticos SP cuyo tamaño es cercano al límite dominio simple estable (SD) – superparamagnético (SP), muestra un aumento en la concentración de dichos granos en la parte más superficial del perfil. La contribución de estos granos disminuye hasta alcanzar un mínimo a 110 cm. Entre 120 y 160 cm de profundidad se observa una mayor contribución de dichos granos magnéticos en estado SP.
- b) La magnetización remanente isothermal de saturación (SIRM), normalizada por la χ_{ARM} es un buen indicador de la concentración de granos ferrimagnéticos SD estables (cerca del límite SP/SD), obteniéndose, en primera aproximación, valores menores de $SIRM/\chi_{ARM}$ cuanto mayor es el tamaño de dichos granos SD. El perfil de los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.1d) muestra una variación mínima de esta relación de parámetros según la profundidad, hasta 160 cm, en la que se produce un rápido aumento. Esta variación a partir de dicha profundidad, la cual coincide con el nivel freático, se ha observado también en los parámetros anteriormente descritos y podría deberse bien a un aumento en el tamaño de grano SD, bien a un aumento en la concentración de minerales de alta coercitividad a dicha profundidad.
- c) Con objeto de conocer la contribución de minerales SP de baja coercitividad se han representado las diferencias de IRM a baja temperatura y a temperatura ambiente normalizadas respecto al valor a baja temperatura (ver sección 2.6.5, Fig. 2.18). La curva correspondiente a ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 5.11), indicativa en primera aproximación de la concentración de minerales de baja coercitividad en estado SP, muestra un aumento continuo de dicha fracción mineralógica desde la superficie hasta 60 cm. En general, los valores oscilan entre 40 y 60 %.

En cuanto a la variación con la profundidad de minerales de alta coercitividad, las Figs. 5.1g, k, l, indican que quizás en la parte más profunda del perfil (170-180 cm) pudiera existir una pequeña contribución de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad. El parámetro ΔIRM_{ac} , que en primera aproximación indica la contribución total de minerales de alta coercitividad, posee valores constantes en todo el perfil.

La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ es indicativa de la contribución de granos SD, siendo menor dicha relación para los granos SD más finos. Por tanto, representando esta relación frente a χ_{fd} , será posible estimar las diferentes contribuciones, de manera que los granos SP/SD tendrán valores mayores de χ_{fd} y menores de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.2). En esta figura se observa una tendencia lineal, disminuyendo

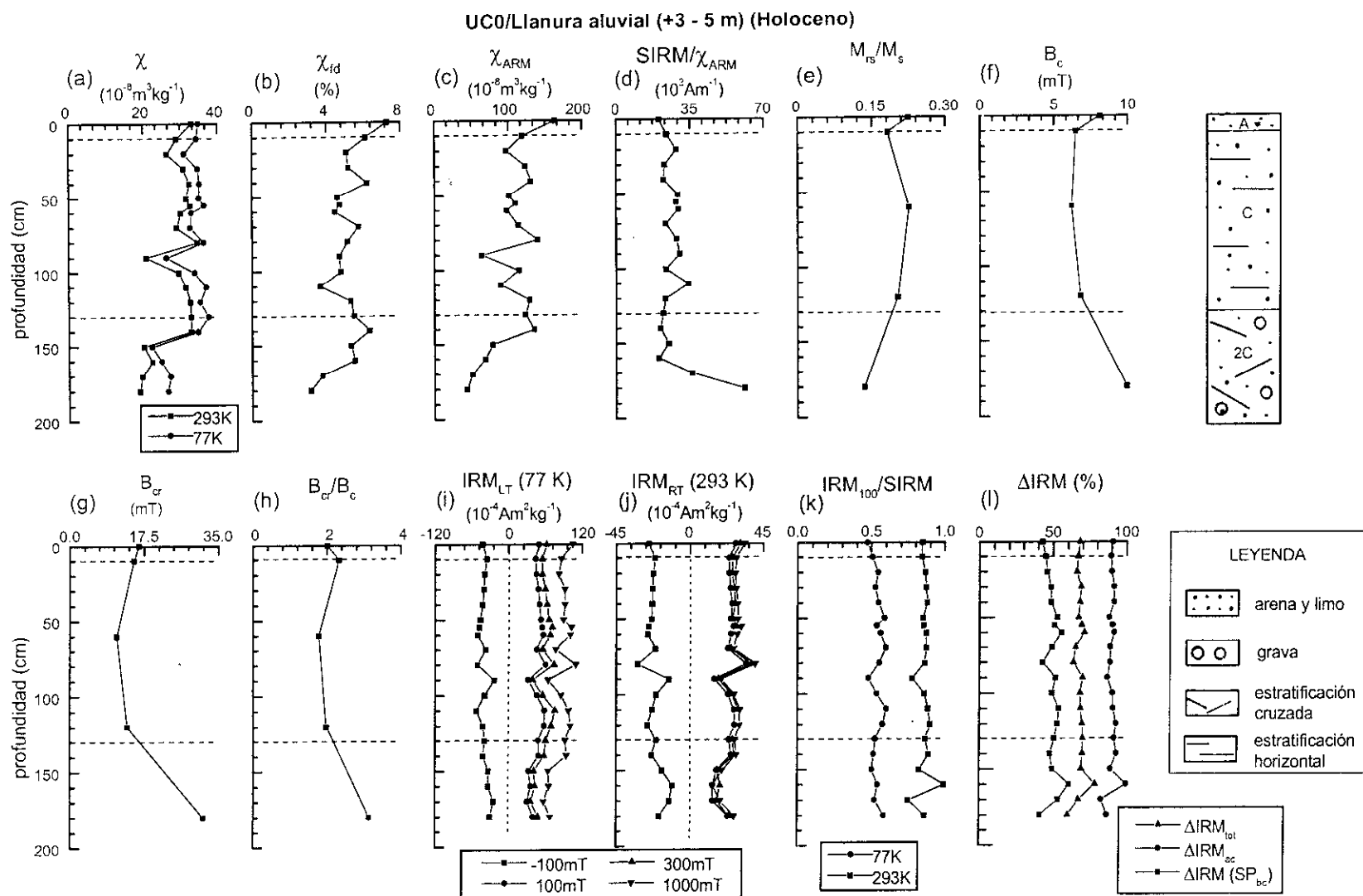


Fig. 5.1: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC0, correspondiente a la llanura aluvial (+3 - 5 m) del río Jarama (Holoceno). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

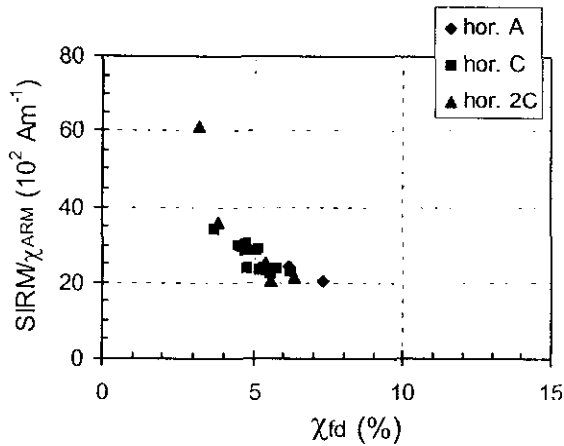


Fig. 5.2: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{id} para las muestras correspondientes al perfil UC0.

$SIRM/\chi_{ARM}$ al aumentar χ_{id} . Los valores de la muestra situada a 180 cm no corresponden a esta tendencia, indicando que el tamaño de grano magnético es grueso, próximo a MD, o bien que existe una pequeña fracción de minerales de alta coercitividad que producen un gran aumento en la relación $SIRM/\chi_{ARM}$. Los valores de χ_{id} muestran que la concentración de minerales SP/SD es baja en todo el perfil.

En la Fig. 5.3 se representan las curvas de adquisición de la susceptibilidad de la ARM (χ_{ARM}) para dos muestras situadas a diferente profundidad (60 y 120 cm), correspondiendo ambas al horizonte C. Las curvas de adquisición para ambas muestras son similares, alcanzando la saturación para campos del orden de 80 mT. Posteriormente se desimanaron dichas muestras y se sometieron a la adquisición de IRM, aplicando el campo a diferentes temperaturas (293 y 77 K) y midiendo la respuesta magnética a dichas temperaturas (Fig. 5.4). Las curvas de adquisición de IRM a 293 K muestran tan solo la presencia de minerales de baja coercitividad. El comportamiento de dichas muestras a baja temperatura es similar, no siendo posible saturarlas a 1000 mT, indicando la presencia de minerales ferromagnéticos en estado SP de baja y quizás también de alta coercitividad.

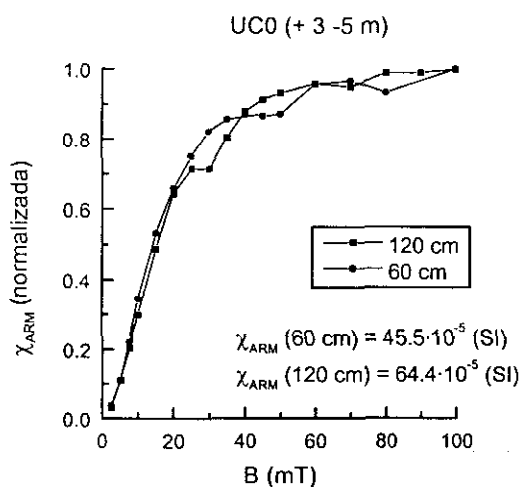


Fig. 5.3: Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 60 y 120 cm de profundidad en el perfil UC0 (llanura aluvial).

El análisis de los ciclos de histéresis sin corregir por la fracción paramagnética (Fig 5.5a) muestra que la contribución de minerales paramagnéticos es mayor a la profundidad de 180 cm que a 0 y 120 cm. En las Figs. 5.5b y c, se representan para las muestras situadas a 0 y 120 cm las curvas de histéresis corregidas por dicha fracción paramagnética, indicando que en ambos casos las muestras están dominadas por minerales de baja coercitividad

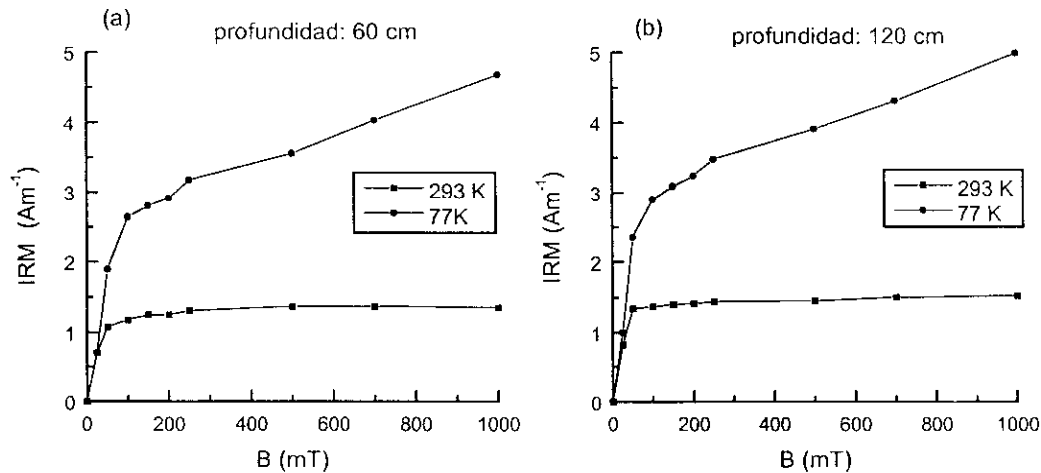


Fig. 5.4: Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas (293 y 77 K) para las muestras situadas a (a) 60 cm y (b) 120 cm de profundidad en el perfil UC0.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza porque no existen variaciones importantes de los parámetros magnéticos con la profundidad, de manera que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD domina el perfil y, en general, la concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP no es muy elevada. A partir de 180 cm de profundidad se observa una pequeña concentración de minerales de alta coercitividad.

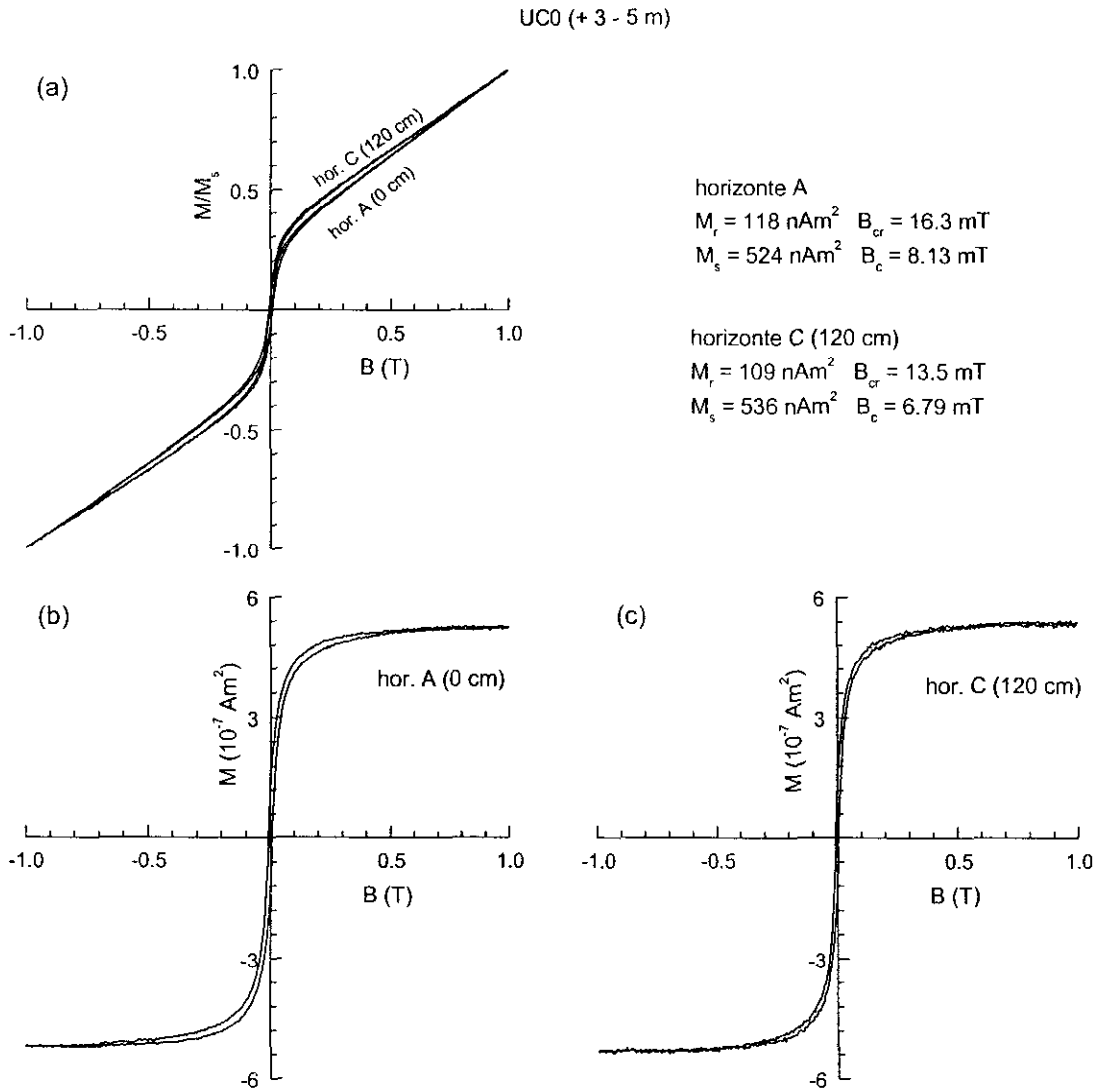


Fig. 5.5: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 0 y 120 cm del perfil UC0 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

5.1.2.- TERRAZA DE +8-10 m (Perfiles UC10 y UC11)

Esta terraza corresponde al Pleistoceno superior, situándose a +8-10 m por encima del nivel actual del río. En ella se muestrearon dos perfiles de suelo: UC10 y UC11, los cuales se analizan a continuación.

a) análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC10

Breve descripción litológica

Este suelo consta de un perfil eluvial (E_p) de tan solo 13 cm de espesor, sobre un horizonte de iluviación (B_t) muy desarrollado, con más de 220 cm de espesor (Fig. 5.6), por tanto, desde la formación de la terraza el clima y las condiciones ambientales fueron muy propicias para que tuviera lugar un buen lavado del suelo.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de susceptibilidad magnética (χ) a diferentes temperaturas (77 y 293 K), de susceptibilidad de la ARM (χ_{ARM}) y de magnetización remanente isothermal (IRM) a diferentes temperaturas (77 y 293 K) muestran un comportamiento similar con la profundidad (Figs. 5.6a, c, i y j). Desde la superficie hasta 60 cm de profundidad se observan valores elevados de dichos parámetros magnéticos, en comparación con los valores a partir de dicha profundidad. Observando estos perfiles junto con el de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente, podemos indicar que la parte superficial del suelo está dominada por minerales ferrimagnéticos, con baja coercitividad. Entre 60 y 70 cm existe una disminución brusca de los parámetros magnéticos indicando una rápida disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ (Fig. 5.6k) a temperatura ambiente indica la presencia de minerales de alta coercitividad en estado SD desde 70-80 cm de profundidad y, especialmente a partir de 100 cm, la cual aumentará ligeramente con la profundidad, observándose un mínimo de $IRM_{100}/SIRM$ (máximo de coercitividad) a 120 cm. Comparando las curvas de IRM e $IRM_{100}/SIRM$ a diferentes temperaturas (Figs. 5.6i, j y k) se puede observar un aumento en la intensidad de IRM a 77 K respecto a 293 K y, además la coercitividad remanente de las muestras aumenta cuando disminuye la temperatura. A ambas temperaturas la concentración de minerales ferrimagnéticos es mayor en la parte superficial del perfil, aumentando la coercitividad de las muestras a partir de 70 cm de profundidad. Por otra parte las diferencias de IRM a diferentes campos y temperaturas indican la presencia de minerales ferromagnéticos en estado SP tanto de baja como de alta coercitividad.

El análisis de los parámetros de histéresis en el horizonte más superficial nos indican, siguiendo Day *et al.* 1977, que los minerales ferrimagnéticos que dominan la respuesta magnética se encuentran en estado PSD hasta 100 cm de profundidad. A partir de ahí, y especialmente a 120 y 180 cm de profundidad existe una concentración elevada de minerales de alta coercitividad.

En cuanto a la contribución relativa de minerales paramagnéticos, las curvas de χ a diferentes temperaturas muestran como a partir de la profundidad de 60 cm, la contribución de minerales

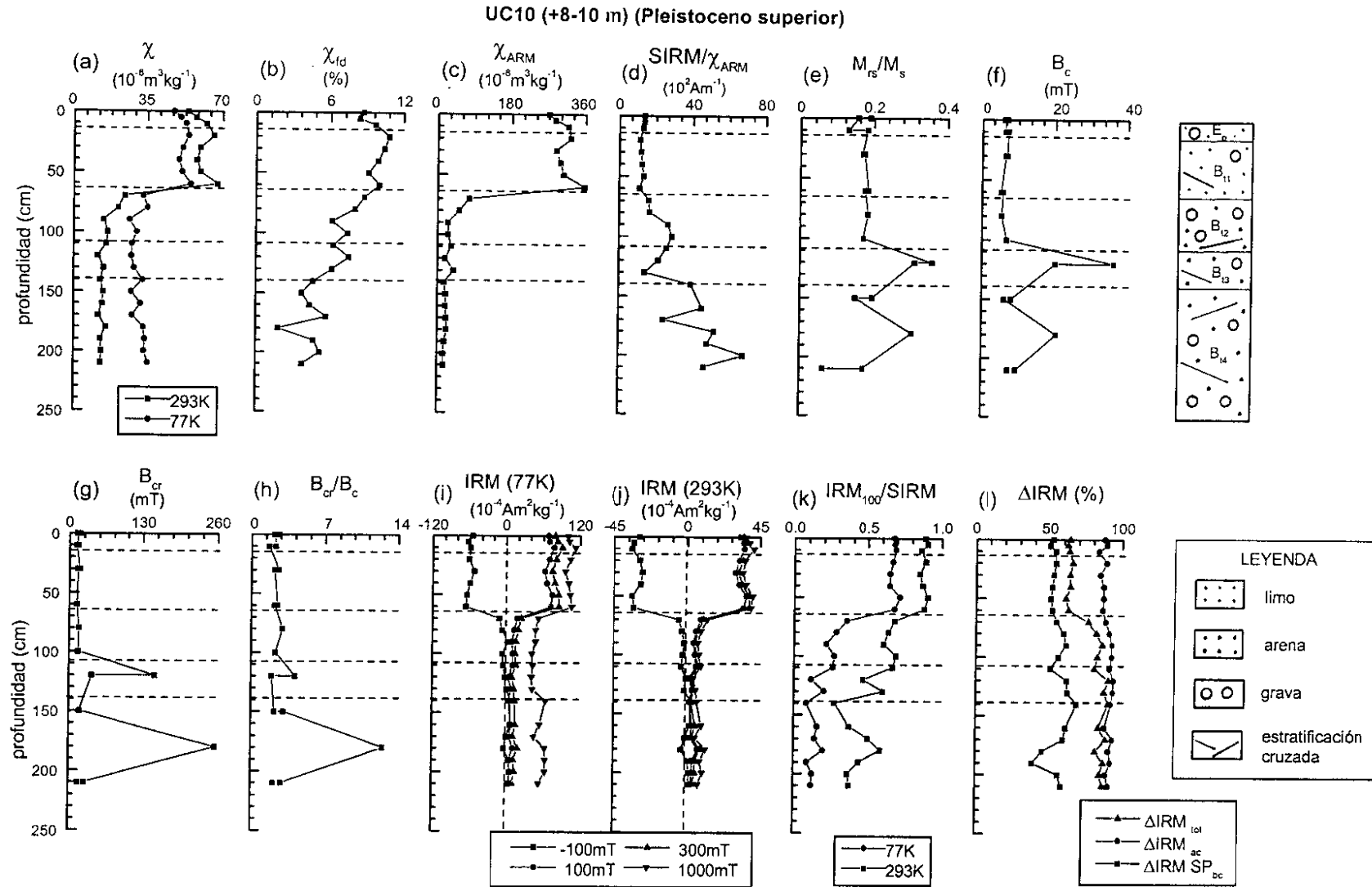


Fig. 5.6: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC10, correspondiente a la terraza de + 3 - 5 m del río Jarama (Pleistoceno superior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

paramagnéticos es más importante que en la parte más superficial del perfil. La contribución de minerales ferromagnéticos en estado SP relativa a la contribución de minerales paramagnéticos es más importante desde la superficie del suelo hasta 60 cm de profundidad.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la siguiente:

- a) El perfil de χ_{fd} (Fig. 5.6b) indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es máxima a 20 cm de profundidad, disminuyendo dicha concentración con la profundidad y hasta el final del perfil.
- b) La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.6d) indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, es mayor en la parte más superficial del perfil. A partir de 80 cm, la contribución de minerales de alta coercitividad aumenta bruscamente el valor de dicha relación, dificultando la estimación del tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- c) La contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, tal y como indica $\Delta IRM (SP_{bc})$ (Fig. 5.6l) es menor en el intervalo 0 -60 cm que a partir de esa profundidad y hasta 180 cm.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos, se observa que la contribución de dichos minerales en estado SD aumenta desde 70-80 cm hasta la profundidad máxima de muestreo. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.6l), que indica la concentración total de minerales antiferromagnéticos, es mayor a partir de 60 cm y hasta el final del perfil que por encima de dicha profundidad. Esto es debido a la contribución a baja temperatura de minerales antiferromagnéticos en estado SD y, probablemente en estado SP.

Con objeto de acotar la contribución de minerales ferrimagnéticos de grano fino SD/SP respecto de granos SD de tamaño mayor, se ha representado $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} (Fig. 5.7), observándose dos grupos de puntos claramente diferenciados. La agrupación de puntos en la parte derecha e inferior del diagrama representan los minerales ferrimagnéticos de tamaño de grano más fino, y que corresponden a la parte superior del perfil de suelo (horizontes A y B_{tl}), mientras que los puntos más dispersos y situados en la parte izquierda del gráfico indican la presencia de además minerales ferromagnéticos de alta coercitividad dado sus valores excesivamente elevados de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$.

En la Fig. 5.8a se representan las curvas de adquisición de IRM aplicando el campo a 293 K y midiendo la magnetización a 293 y 77 K. Estas curvas indican que la respuesta magnética de la muestra está dominada, fundamentalmente, por la presencia de minerales ferrimagnéticos. Sin embargo, una muy pequeña contribución de goetita produce un aumento en el valor de la magnetización medida a baja temperatura. Cuando el campo se aplica a 293 y 77 K y se mide la respuesta magnética a dichas temperaturas (Fig. 5.8b) se observa un fuerte aumento de la misma a 77 K, debido a la presencia de minerales ferrimagnéticos en estado SP (aumento del valor de la IRM para

campos del orden de 100-200 mT), a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP y al aumento en la magnetización espontánea de la goetita en estado SD (indicado en la Fig. 5.8a).

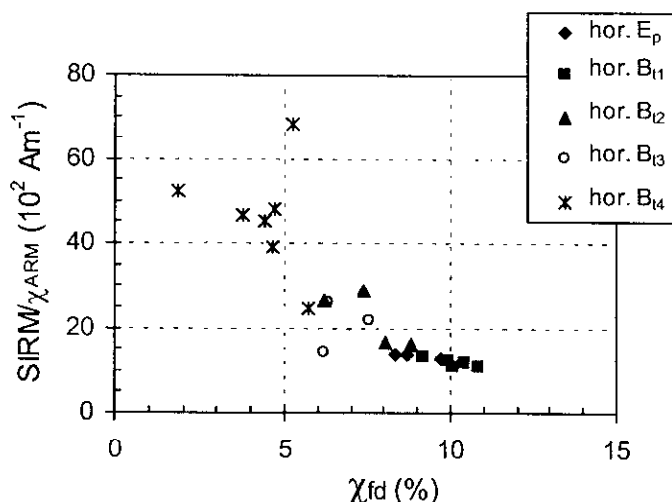


Fig. 5.7: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC10.

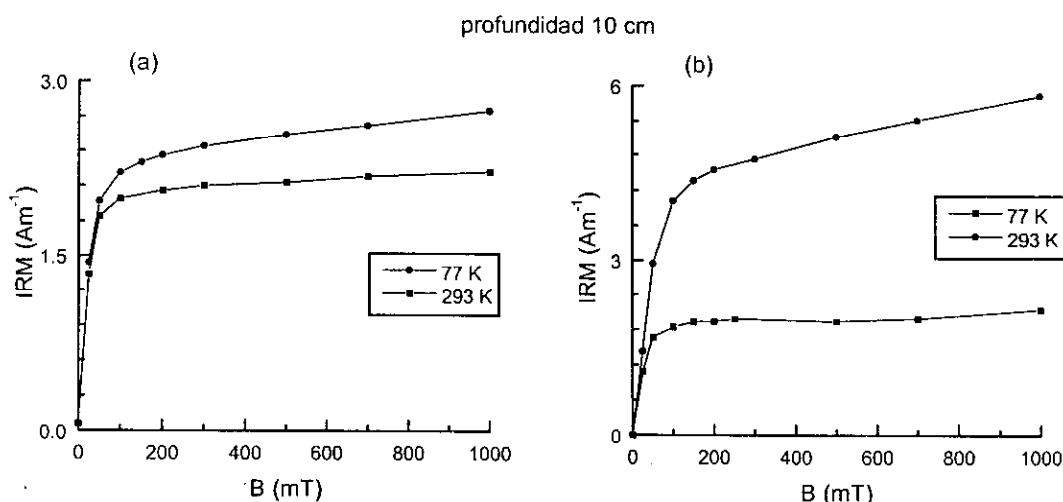


Fig.5.8: (a) Curvas de adquisición de IRM para la muestra situada a 10 cm de profundidad (a) aplicando el campo a temperatura ambiente (293 K) y midiendo la magnetización a 293 y 77 K; (b) aplicando el campo a diferentes temperaturas (293 y 77 K) y midiendo la magnetización a dichas temperaturas.

En la Fig. 5.9 se presentan los ciclos de histéresis sin corregir y corregidos por la fracción paramagnética para las muestras situadas a 0 y 180 cm de profundidad. La muestra situada a 0 cm de profundidad posee tan solo minerales ferrimagnéticos, con muy baja coercitividad (Figs. 5.9a y b), mientras que los ciclos de histéresis realizados para la muestra de 180 cm de profundidad (Fig. 5.9a y c) permiten identificar dos tipos diferentes de minerales ferromagnéticos, ya que al eliminar la fracción paramagnética obtenemos un ciclo de histéresis constreñido (Fig. 5.9b). Siguiendo el método propuesto por Tauxe *et al.*, 1996, para poder diferenciar si el constreñimiento en este tipo de ciclos de

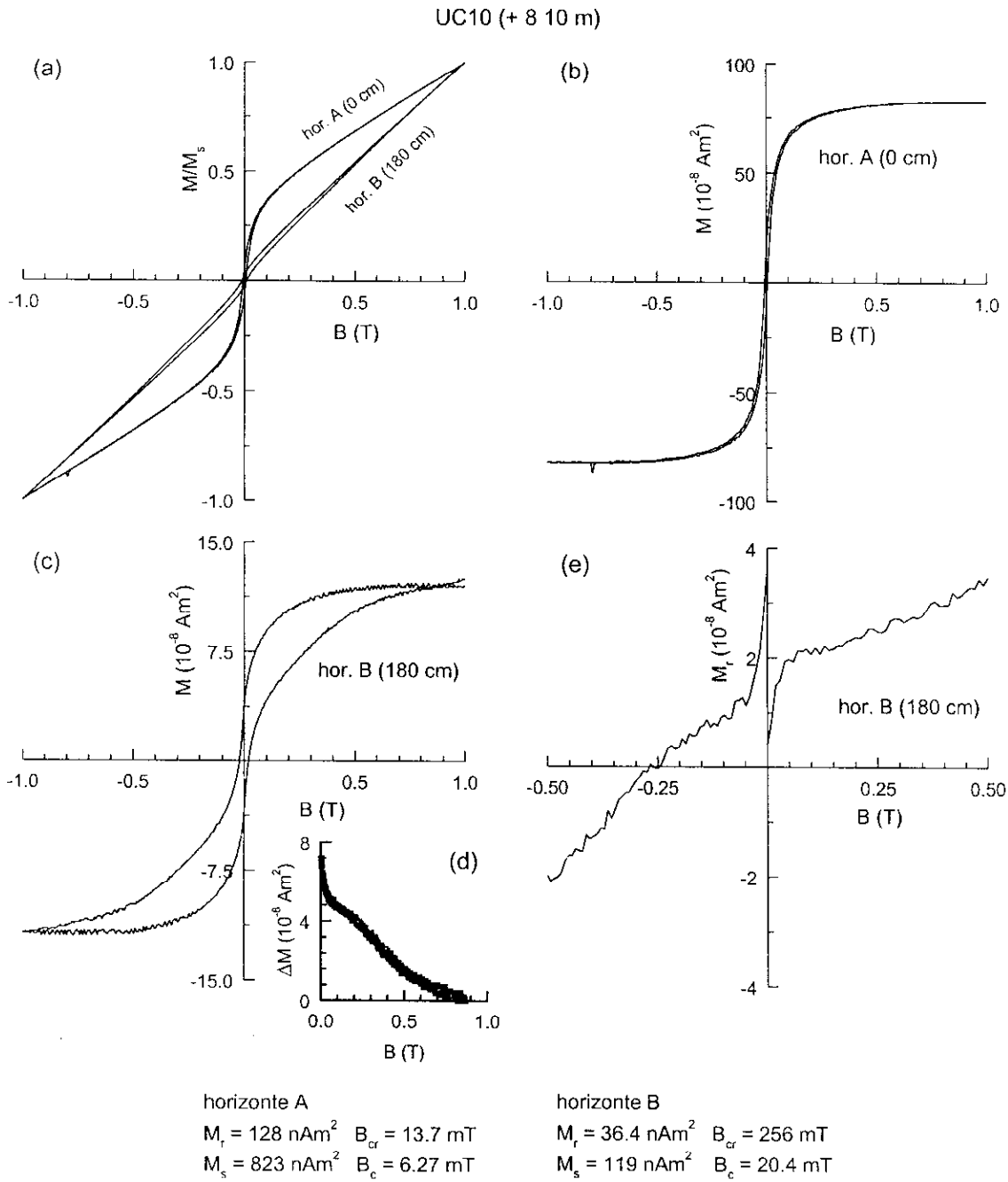


Fig. 5.9: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 0 y 180 cm de profundidad en el perfil UC10 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestra situada a 180 cm de profundidad. (e) Curva de adquisición de magnetización remanente (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

histéresis se debe a la mezcla entre magnetita SP + SD o bien, a la presencia de dos fases magnéticas de diferente coercitividad, se calculó ΔM (diferencia entre la magnetización para el ciclo ascendente y descendente para $B > 0$) (Fig. 5.9d). El comportamiento de esta curva indica, fundamentalmente, una

mezcla de minerales de alta y baja coercitividad ya que ΔM posee un cambio en la pendiente (Fig. 5.9d), aunque también existe mezcla de minerales ferrimagnéticos en estados SP+SD. Las curvas de adquisición de M_r (Fig. 5.9e), indican que, efectivamente, dicha muestra posee minerales de alta coercitividad, probablemente goetita.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino en la parte superior del perfil (0 - 50 cm), la cual disminuye con la profundidad a partir de 50 cm, coincidiendo con un aumento en la concentración de minerales de alta coercitividad en estado SD y SP.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC11

Breve descripción litológica

Este perfil es muy similar al anterior, UC10, y consta también de un horizonte eluvial (E) de 60 cm de espesor, sobre un horizonte iluvial de, al menos, 140 cm de espesor. El horizonte iluvial de este perfil se diferencia del correspondiente al perfil UC10 en que a 160 cm de profundidad existe un horizonte con hidromorfismo actual, B_{tg} , debido a fluctuaciones de la capa freática (Fig. 5.10).

Descripción de parámetros magnéticos

El comportamiento de la mayoría de los parámetros magnéticos de este perfil es bastante similar al anterior (UC10). Se observa una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del perfil, desde la superficie hasta 30 cm de profundidad, tal y como muestran los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a ambas temperaturas (77 y 293 K) (Figs. 5.10a, c i y j). A partir de 40 cm de profundidad los valores de dichos parámetros son menores que en la parte superior del suelo. A 90 cm se observa un máximo en χ , χ_{ARM} e IRM, indicando un nivel con mayor concentración de minerales ferrimagnéticos. Las curvas de IRM a diferentes campos y de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Figs. 5.10j y k) indican que el horizonte más superficial del suelo (0 - 30 cm) está dominado por minerales ferrimagnéticos. A partir de ahí, y de forma irregular, se observa contribución de minerales de alta coercitividad, la cual será máxima entre 160 y 190 cm de profundidad, alcanzando $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K valores mínimos de hasta 0.35. Comparando dichas curvas con las correspondientes a bajas temperaturas, se observa un aumento en los valores de magnetización y,

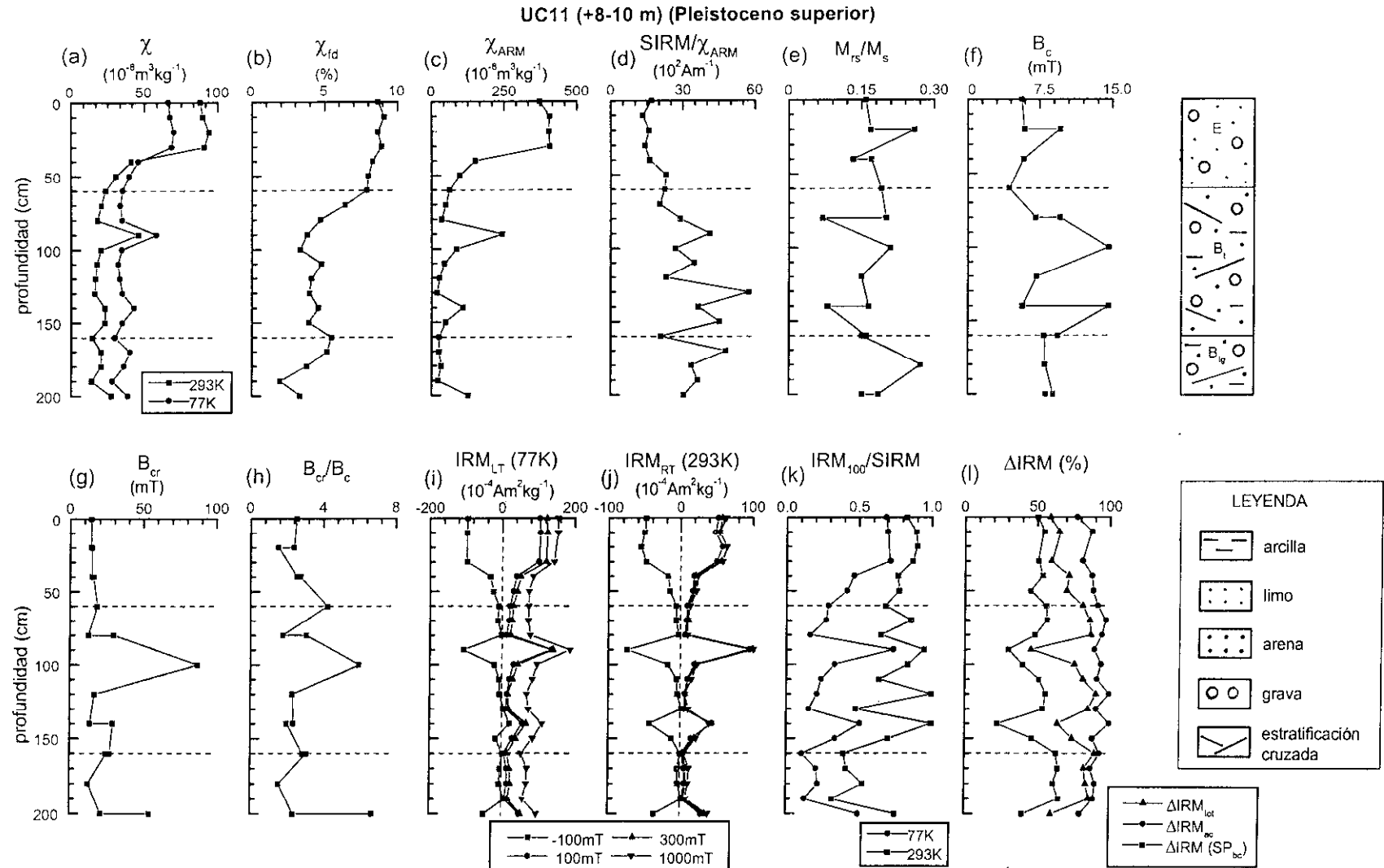


Fig. 5.10: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC11, correspondiente a la terraza de + 8 - 10 m del río Jarama, de edad Pleistoceno superior. Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

además, un aumento de la coercitividad remanente de las muestras al disminuir la temperatura. Los parámetros de histéresis representados en las Figs. 5.10e, f, g y h, indican también la presencia de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad a partir de 50 cm de profundidad, siendo dicha contribución irregular con la profundidad.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 5.10a) se observa que la contribución relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es más importante desde 40 hasta 200 cm de profundidad que en la parte superior del perfil (0 - 40 cm).

En general, la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es máxima en la parte superficial del suelo, disminuyendo rápidamente entre 60 y 100 cm de profundidad, tal y como indica χ_{fd} (Fig. 5.10b). A partir de ahí y hasta 150 cm los valores de dicho parámetro muestran pequeñas variaciones con la profundidad. En general, la concentración de minerales ferrimagnéticos en dicho estado SP no es elevada en este perfil, no superando χ_{fd} el valor de 9 %.
- b) La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.10d) indica que en el horizonte más superficial del suelo (0 - 40 cm) los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD fino. A partir de dicha profundidad, la concentración de minerales de alta coercitividad impide determinar a partir de esta relación el estado magnético de los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- c) El parámetro $\Delta IRM (SP_{bc})$ (Fig. 5.10l) indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* (inferior al límite SP/SD) es mínima a aquellas profundidades en las que se ha observado concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD (90 y 140 cm) y máxima cuando la concentración de dichos minerales es mínima (160 - 190 cm).

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, se observa que la contribución de dichos minerales en estado SD es importante a partir de 50 cm de profundidad, siendo máxima entre 160 y 190 cm (Fig. 5.10k). El parámetro ΔIRM_{ac} posee valores mínimos en la parte superior del suelo, aumentando con la profundidad, indicando la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD y SP.

En la Fig. 5.11 se representa la relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , mostrando como la concentración de minerales ferrimagnéticos de grano fino en estado SP/SD es mayor en el horizonte eluvial (E) y hasta 60 cm de profundidad. Para mayores profundidades los valores de las muestras se encuentran dispersos en el diagrama, indicando la contribución de minerales de alta coercitividad.

Las curvas de adquisición de χ_{ARM} (Fig. 5.12) para las muestras situadas en los horizontes E y B_u, (20 y 140 cm de profundidad, respectivamente) presentan comportamiento diferente, observándose que la curva para esta última muestra no se ha saturado a 100 mT.

En la Fig. 5.13 se representan los ciclos de histéresis normalizados, característicos de cada uno

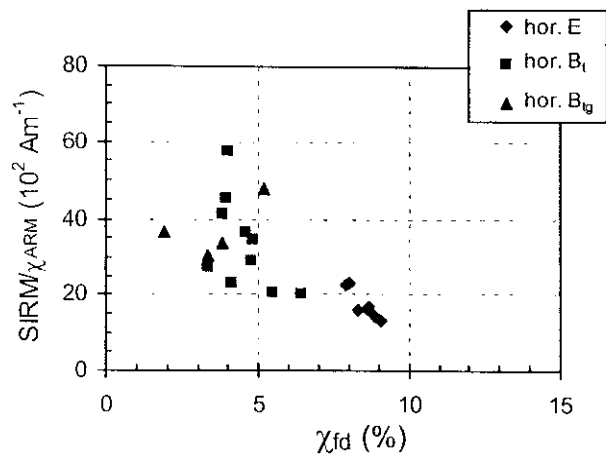


Fig. 5.11: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC11.

de los horizontes (20 y 180 cm de profundidad). Se observa, en principio, en ambas muestras, la presencia de tan solo minerales ferromagnéticos de baja coercitividad Sin embargo, el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética para la muestra de 180 cm (Fig. 5.13c) posee problemas de cierre para campos elevados, por lo que no está claro que el ciclo de histéresis de esta muestra no presente cierto constreñimiento. Comparando los ciclos sin corregir por la fracción paramagnética, se observa que el horizonte B posee una mayor contribución de minerales paramagnéticos que el horizonte A, en el que apenas están presentes.

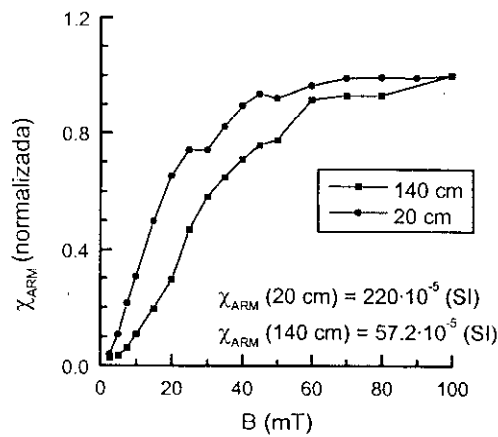


Fig.5.12: Curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a (a) 20 cm y (b) 140 cm de profundidad en el perfil UC11.

Conclusiones

En resumen, este perfil posee comportamiento magnético muy similar al anterior (UC10), con una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del suelo y disminución de dicha contribución a partir de 40 cm de profundidad. La presencia de minerales ferromagnéticos se hace evidente, y de forma irregular, a partir de 50 cm de profundidad, con concentración máxima entre 160 y 190 cm.

UC11 (+ 8-10 m)

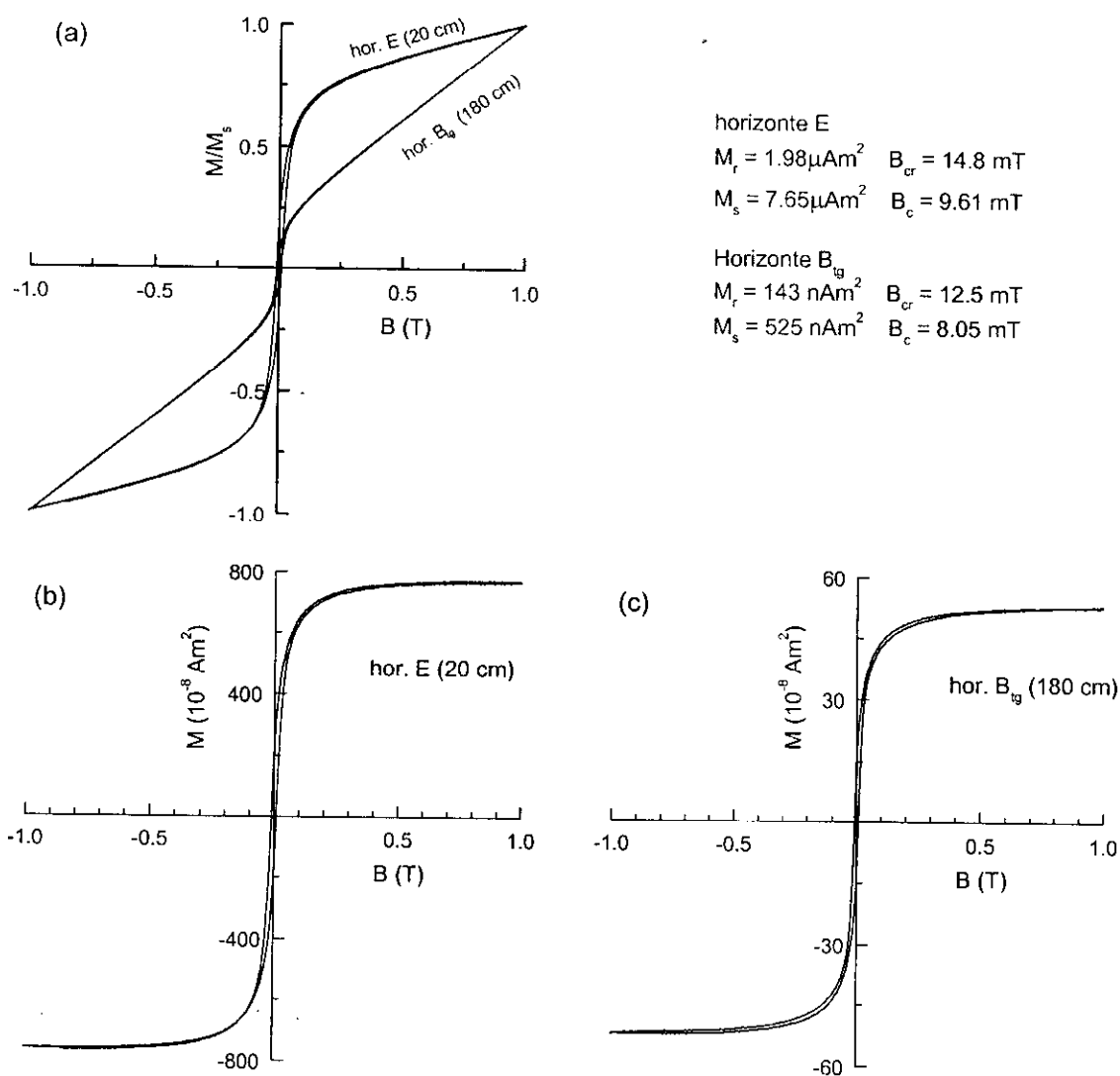


Fig. 5.13: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 180 cm en el perfil UC11, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

5.1.3.- TERRAZA DE +32 m (Perfil UC13)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno medio, se encuentra situado el *perfil UC13*. Dicho suelo consta de un horizonte eluvial (E) de 35 cm de espesor, sobre un horizonte iluvial B_t muy

desarrollado con al menos más de 265 cm de espesor (Fig. 5.14). En dicho horizonte B_t se distinguen horizontes con diferente contenido en gravas, y a 215 cm de profundidad un horizonte B_{tg} que ha sufrido hidromorfismo, aunque no se llega a ver el nivel freático actual. Este suelo es de color muy rojo y está bien edafizado.

Descripción de los parámetros magnéticos

Al igual que en los dos perfiles anteriormente estudiados, en la parte superior del suelo se observa un aumento de los parámetros magnéticos tales como χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 5.14a, c y j) y en menor medida en IRM_{LT} (Fig. 5.14i). Este aumento de dichos parámetros, indica una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos entre la superficie del suelo y 30 cm de profundidad (horizonte E), que en el horizonte B. La χ_{ARM} es el parámetro de entre los señalados que muestra un aumento más pronunciado en la parte superior del perfil, debido a que este parámetro es más sensible a la concentración de minerales ferrimagnéticos de grano SD. Las curvas de IRM a temperatura ambiente y a campos diferentes (Fig. 5.14j), muestran que los parámetros magnéticos en todo el perfil están dominados, principalmente, por la contribución de minerales ferrimagnéticos. La concentración de dichos minerales es mayor en la parte superficial del suelo. El tamaño de grano de estos minerales, según indican también los parámetros de histéresis, Figs. 5.14e y h, probablemente sea SD o incluso PSD (no olvidar que B_{cr} siempre está infravalorado puesto que el campo de saturación aplicado para calcular B_{cr} fue $B_s = 0.5$ T), con valores de B_{cr}/B_c comprendidos entre 1.5 y 4, y M_r/M_s situado entre 0.1 y 0.2. Los valores de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente disminuyen al aumentar la profundidad de muestreo, desde la superficie hasta 250 cm de profundidad, indicando la presencia de una cierta contribución, aunque menor que en los perfiles estudiados anteriormente, de minerales antiferromagnéticos. Si se comparan las curvas de IRM y $IRM_{100}/SIRM$ a diferentes temperaturas se observa un fuerte aumento de la coercitividad de las muestras a 77 K desde la superficie hasta 60 cm de profundidad, para a partir de ahí mantenerse constante salvo a 140 y 220 cm.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 5.14a), se puede señalar una mayor concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP en relación a la concentración de minerales paramagnéticos entre 0 y 100 cm de profundidad.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se observa:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD aumenta con la profundidad desde la superficie hasta 60 cm. A partir de ahí, los valores de χ_{fd} se sitúan alrededor de 13 %, para luego disminuir en la parte final del perfil hasta 7-8 %. En el intervalo 60 –220 cm la concentración de dichos minerales SP es muy elevada.
- b) La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.14d) indica que en la parte superficial del suelo (0 - 70 cm) los

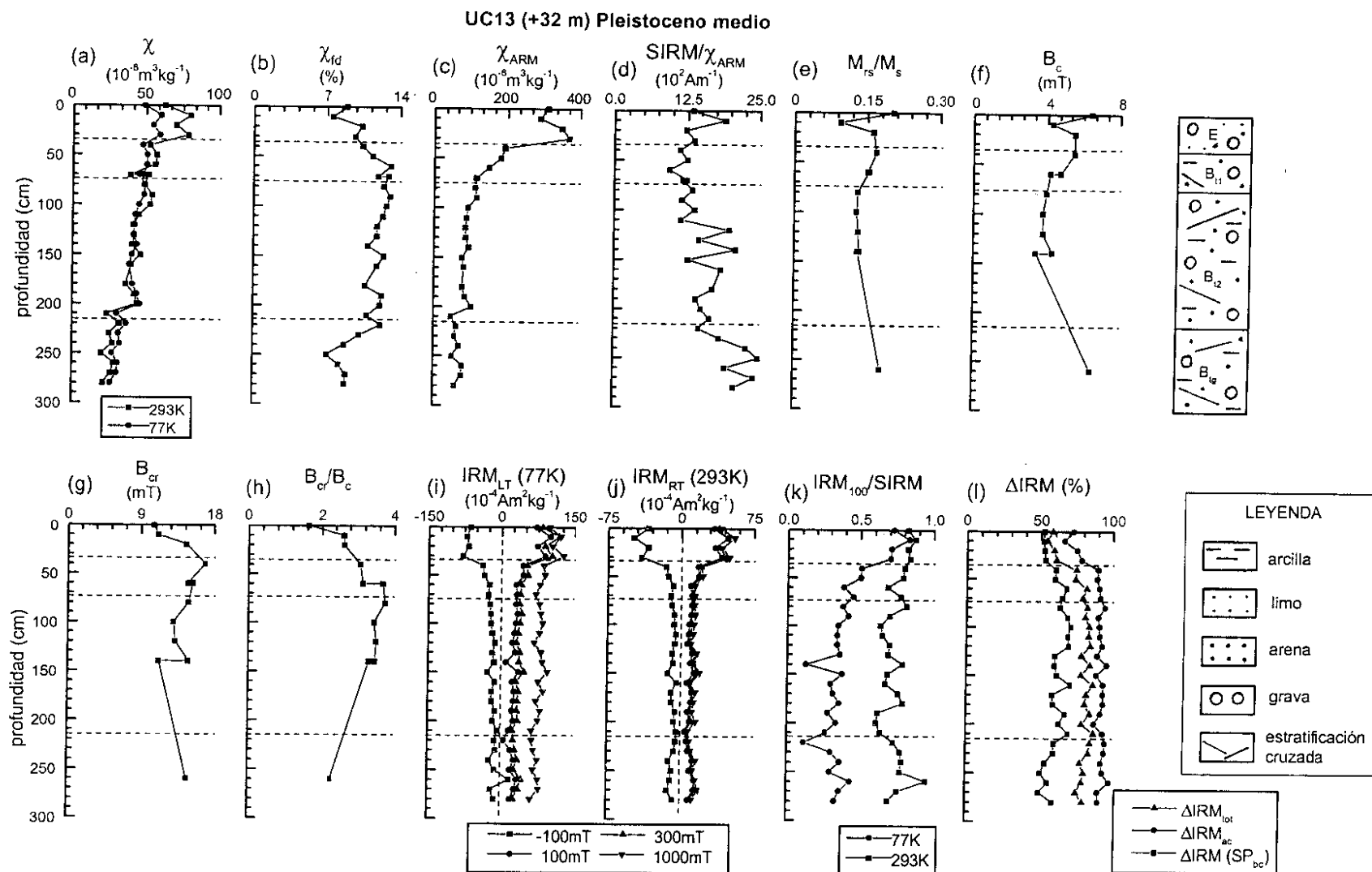


Fig. 5.14: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC13, correspondiente a la terraza de + 32 m del río Jarama (Pleistoceno medio). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

minerales ferrimagnéticos se encuentran fundamentalmente en estado SD no muy fino. A partir de dicha profundidad, y aunque los valores de este parámetro no son muy elevados y hasta 110 cm no varían, es difícil asegurar el estado magnético de los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD debido a la influencia de los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad.

c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, indicada por $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{\text{bc}})$ (Fig. 5.14l) es menor en la parte superficial del suelo (0 -70 cm) que a profundidades mayores.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, existe una cierta contribución de dichos minerales en estado SD y aunque no muy elevada en entre 80 y 250 cm de profundidad. El parámetro $\Delta\text{IRM}_{\text{ac}}$ (Fig. 5.14l) posee valores inferiores en la parte superior del suelo que en el resto del perfil. A partir de 40 cm de profundidad aumentan los valores de dicho parámetro y se mantienen constantes hasta el final del perfil, indicando la presencia de granos antiferromagnéticos en estado SD y SP.

La Fig. 5.15 muestra la relación entre $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} en la que se agrupan los valores según los horizontes del suelo. A partir de esta gráfica se puede concluir que los horizontes B_{11} y B_{12} poseen una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP/SD. El horizonte B_{1g} posee los valores más elevados de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$, debido, probablemente a la influencia de minerales de alta coercitividad.

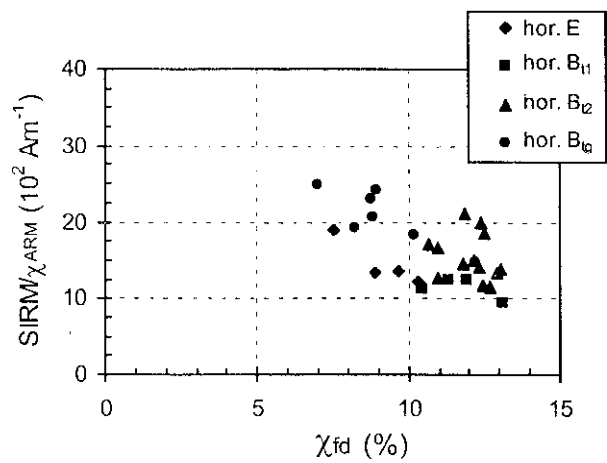


Fig. 5.15: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC13

Las curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas y para las muestras situadas a 10 y 260 cm de profundidad (Fig. 5.16) tienen carácter diferente. Mientras que a 293 K las dos muestras alcanzan la saturación rápidamente (presencia fundamentalmente de minerales de baja coercitividad), a 77 K la muestra situada a 260 cm contiene una fracción importante de alta coercitividad. El comportamiento de esta muestra a 77 K se debe tanto a la contribución de minerales de baja coercitividad en estado SP como a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD y también en estado SP. La muestra correspondiente a 10 cm, a baja temperatura, aumenta el valor de su magnetización y, además, alcanza la saturación a 200-225 mT, indicando a dicha temperatura la presencia de minerales ferrimagnéticos en estado SP. Las curvas de histéresis para dos muestras

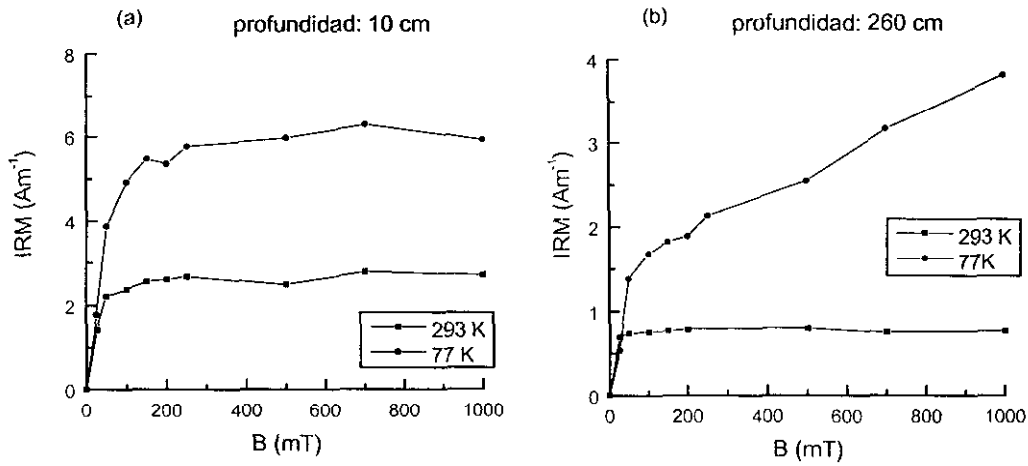


Fig. 5.16: Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas (293 y 77 K) para las muestras situadas a (a) 10 cm y (b) 260 cm de profundidad en el perfil UC13.

características del perfil y situadas a 10 y 140 cm (Fig. 5.17) indican que a temperatura ambiente los minerales ferrimagnéticos dominan la señal magnética. Los ciclos de histéresis para la muestra situada a 140 cm (Fig. 5.17a y c) poseen problemas de cierre, de manera que no es posible identificar con seguridad el campo al que se cierra el ciclo de histéresis. La presencia de minerales paramagnéticos es más importante en el horizonte B que en el horizonte E (Fig. 5.17a). Todos los ciclos de histéresis realizados en este perfil tienen comportamiento similar al mostrado.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del suelo, la cual disminuye con la profundidad. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es elevada a partir de 70 cm de profundidad. A partir de esa profundidad se observa también la contribución de minerales de alta coercitividad a los valores de los parámetros magnéticos, aunque dicha concentración es menor que la calculada en la terraza anterior.

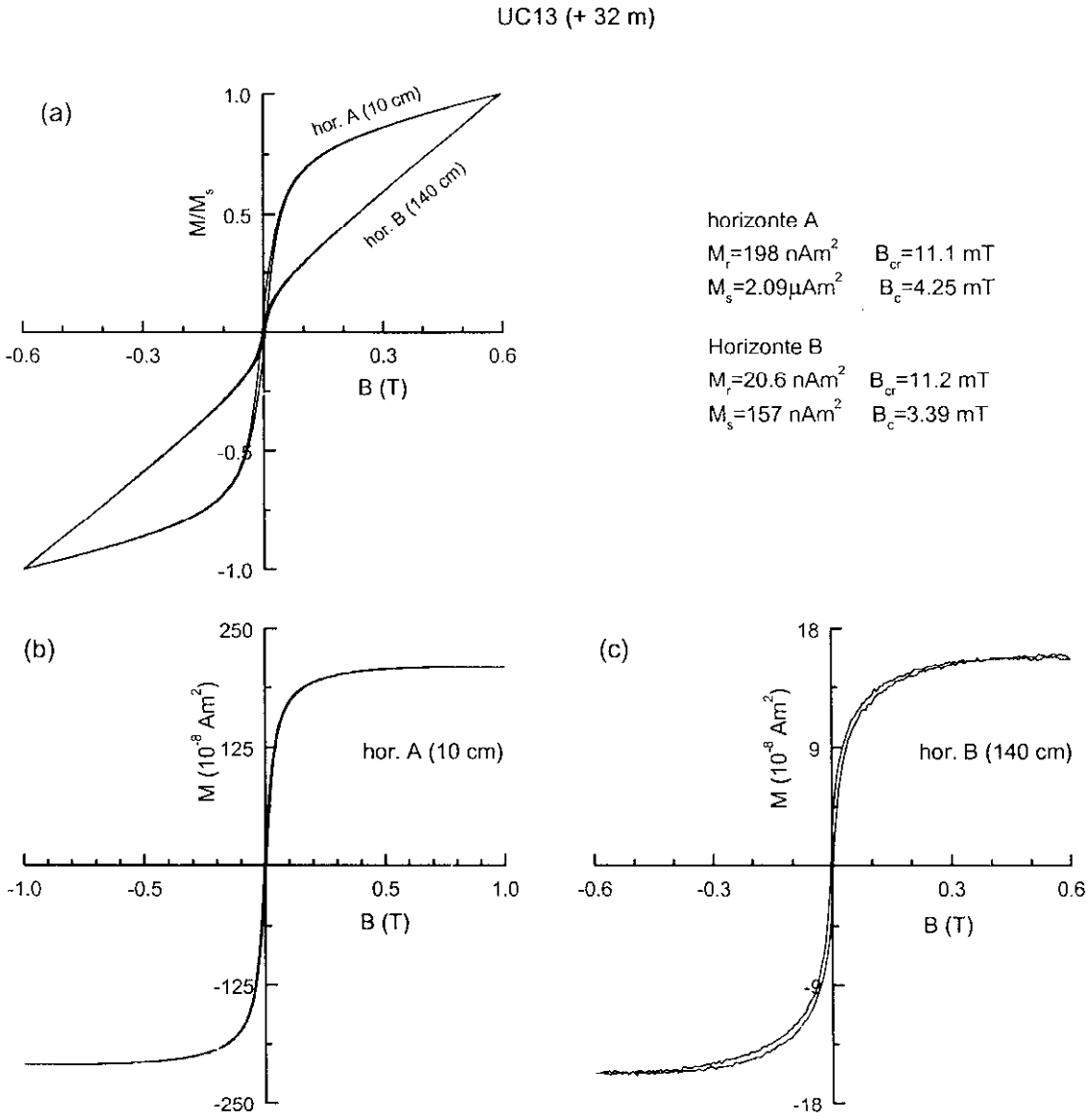


Fig. 5.17: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 10 y 140 cm en el perfil UC13, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

5.1.4.- TERRAZA DE +80 m (perfiles UC12 y UC23)

Esta terraza es la más joven de las terrazas correspondientes al Pleistoceno inferior. En ella se realizaron tres perfiles del suelo: *UC12*, *UC22* y *UC23*. En este trabajo no se estudian los parámetros magnéticos del perfil UC22, puesto que criterios edafológicos mostraron que no era un buen perfil que pudiera representar la cronosecuencia del sistema de terrazas. Los análisis magnéticos corroboraron este hecho.

a) análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC12

Breve descripción litológica

Este suelo consta del horizonte A, de 30 cm de espesor, por encima de un horizonte B_t de 45 cm de espesor situado sobre un horizonte B_{tgk} entre 75 y hasta, al menos, 270 cm de profundidad, el cual tiene signos de hidromorfismo, en la actualidad inactivo y acumulación de cierta cantidad de carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

El análisis de los parámetros magnéticos con la profundidad (Fig. 5.18), al igual que en los perfiles anteriormente estudiados (salvo en la llanura aluvial), muestra un aumento del valor de los parámetros magnéticos tales como χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 5.18a, c y j, respectivamente) en la parte más superficial del perfil (0-40 cm) Posteriormente se produce una brusca disminución de dichos valores entre 40 y 50 cm de profundidad, para luego mantenerse más o menos constantes con la profundidad, salvo a 130, 190 y 260 cm. Por tanto, salvo a las profundidades señaladas la concentración de minerales ferrimagnéticos es mayor en el horizonte más superficial del suelo.

Las curvas de IRM a temperatura ambiente (Fig. 5.18f), los parámetros de histéresis (Figs. 5.18e - h) y la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 5.18k) indican que a partir de 40 cm de profundidad existe una contribución irregular de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, indicando que la concentración de dichos minerales se presenta en bandas en el perfil. Comparando estas curvas con las calculadas a 77 K (Figs. 5.18i y k), se puede indicar, además, un fuerte aumento de la coercitividad de las muestras en los horizontes B_{tgk}, y un aumento en la intensidad de la IRM a baja temperatura. Este comportamiento indica que existe una gran concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, los cuales contribuyen a la magnetización a baja temperatura. Además, este aumento de coercitividad está relacionado con la presencia de goetita en estado SD.

La concentración de minerales paramagnéticos en relación a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, tal y como indica la χ a diferentes temperaturas (Fig. 5.18a), es mayor por debajo de 50 cm de profundidad. En la parte superior del suelo, las concentraciones relativas de ambos tipos de minerales son tales que no existe diferencia entre χ medida a diferentes temperaturas.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se observa:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, tal y como indica χ_{fd} (Fig. 5.18b) no es muy elevada en todo el perfil. Dicha concentración es máxima en la

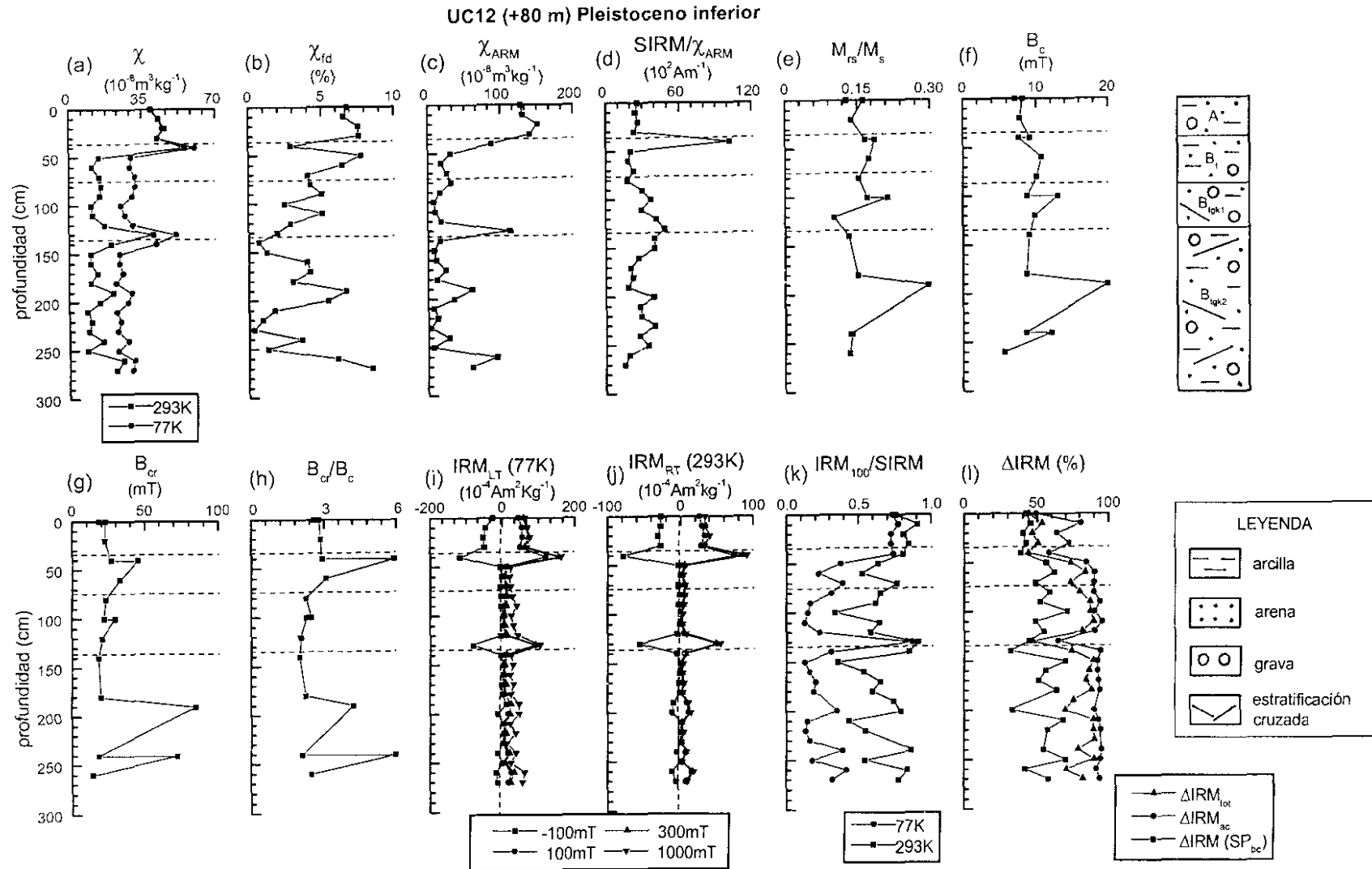


Fig. 5.18: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC12, terraza de +80 m del río Jarama (Pleistoceno inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

parte superior del suelo, disminuyendo rápidamente con la profundidad hasta 140 cm. En general, el parámetro χ_{fd} se caracteriza por poseer un comportamiento muy irregular en todo el perfil, indicando importantes fluctuaciones en el estado magnético SP.

- b) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, tal y como indica $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.18d), en principio es máxima en la parte superior del suelo. Los valores de esta relación indican que se trata bien de granos ferrimagnéticos en estado SD grueso, o bien, de la presencia de minerales antiferromagnéticos. En los horizontes iluviales, las altas concentraciones de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad dificultan la utilización de este parámetro.
- c) El parámetro ΔI_{RM} (SP_{bc}) (Fig. 5.18l), indicativo en primera aproximación de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, muestra que la concentración de dichos minerales es mínima en la parte superior del suelo y en los intervalos en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos en los horizontes B_{lgk} es máxima.

En cuanto a la concentración de minerales antiferromagnéticos, como se ha indicado anteriormente, dichos minerales en estado SD se observan en bandas en los horizontes iluviales (a partir de 50 cm de profundidad) (Fig. 5.18k). El parámetro ΔI_{RM}_{ac} (Fig. 5.18l) muestra que la concentración total de minerales de alta coercitividad es mínima en la parte superior del suelo (0 - 40 cm), para a partir de 50 cm adquirir dicho parámetro valores de aproximadamente 90% y mantenerse, salvo a 130 cm, prácticamente constantes con la profundidad.

La Fig. 5.19, que muestra la relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , indica que los valores correspondientes a la parte más superficial del suelo (horizonte A y parte superior del horizonte B_1) se agrupan para valores de χ_{fd} entre 6 y 8 % y de $SIRM/\chi_{ARM}$ entre 1900 y 3000 Am^{-1} , valores que indican una baja concentración de minerales ferrimagnéticos cerca del límite SP/SD. Los valores de estos parámetros para el horizonte más profundo se encuentran dispersos en el gráfico, ya que están influenciados por la contribución de minerales de alta coercitividad.

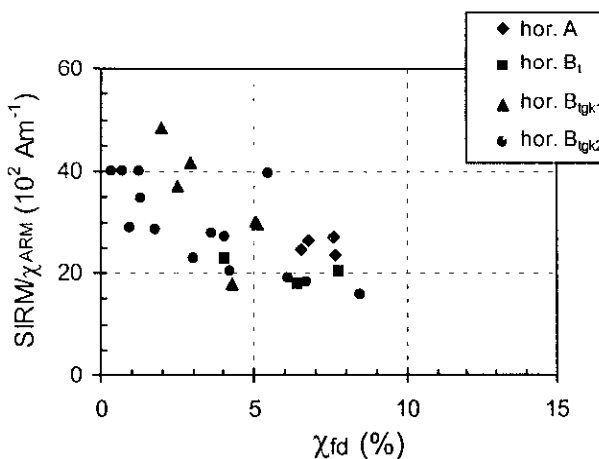


Fig. 5.19: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC12.

Las curvas de adquisición de IRM, para las muestras situadas a 0 y 190 cm de profundidad (Fig. 5.20), indican que la muestra más superficial posee tan solo minerales de baja coercitividad tanto en estado SD como SP. En cambio, la muestra situada a 190 cm de profundidad muestra un aumento en la coercitividad a baja temperatura debido al aumento en el valor de la magnetización espontánea para la goetita SD y, probablemente, la presencia de minerales antiferromagnéticos en estado SP. A temperatura ambiente, existe una pequeña contribución de minerales de alta coercitividad ya que parece no haberse saturado completamente la curva a 1 T.

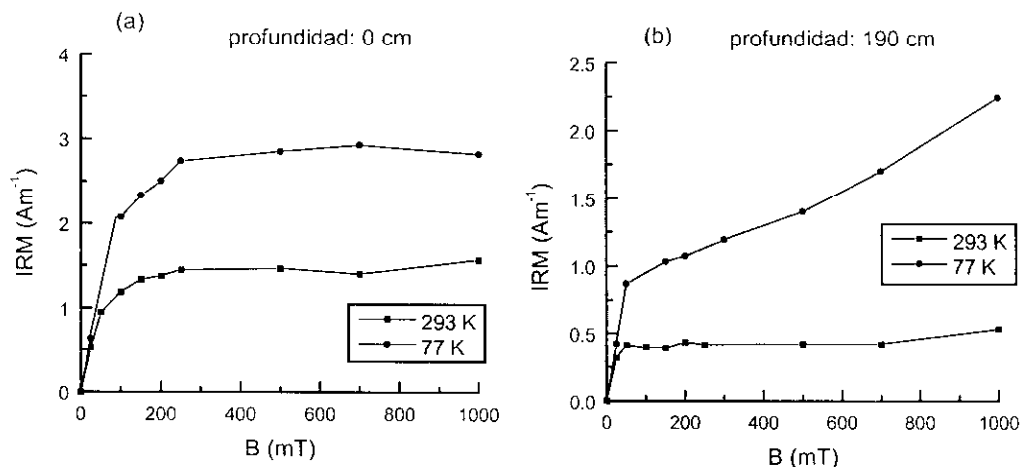


Fig. 5.20: Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas (293 y 77 K) para las muestras situadas a (a) 0 cm y (b) 190 cm de profundidad en el perfil UC12.

En la Fig. 5.21 se comparan los ciclos de histéresis sin corregir y corregidos por la fracción paramagnética para las muestras situadas a 20 y 100 cm. La contribución de minerales paramagnéticos es mayor en el horizonte B que en el horizonte A. La curva correspondiente a la muestra más superficial, 20 cm (Fig. 5.21b), indica la presencia de tan solo minerales de baja coercitividad. El ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética para la muestra situada a 100 cm es más ancho para campos pequeños que el de la muestra de 20 cm. Este comportamiento se debe a una cierta contribución de minerales de alta coercitividad, aunque el ciclo de histéresis no muestra constreñimiento para campos bajos.

Conclusiones

En resumen, el comportamiento magnético de este perfil está caracterizado por una concentración elevada (aunque menor que en los perfiles anteriormente estudiados) de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del perfil, la cual disminuye en los horizontes iluviales. A partir de 50 cm de profundidad se observa una concentración importante de minerales antiferromagnéticos en estado SD y, probablemente, en estado SP.

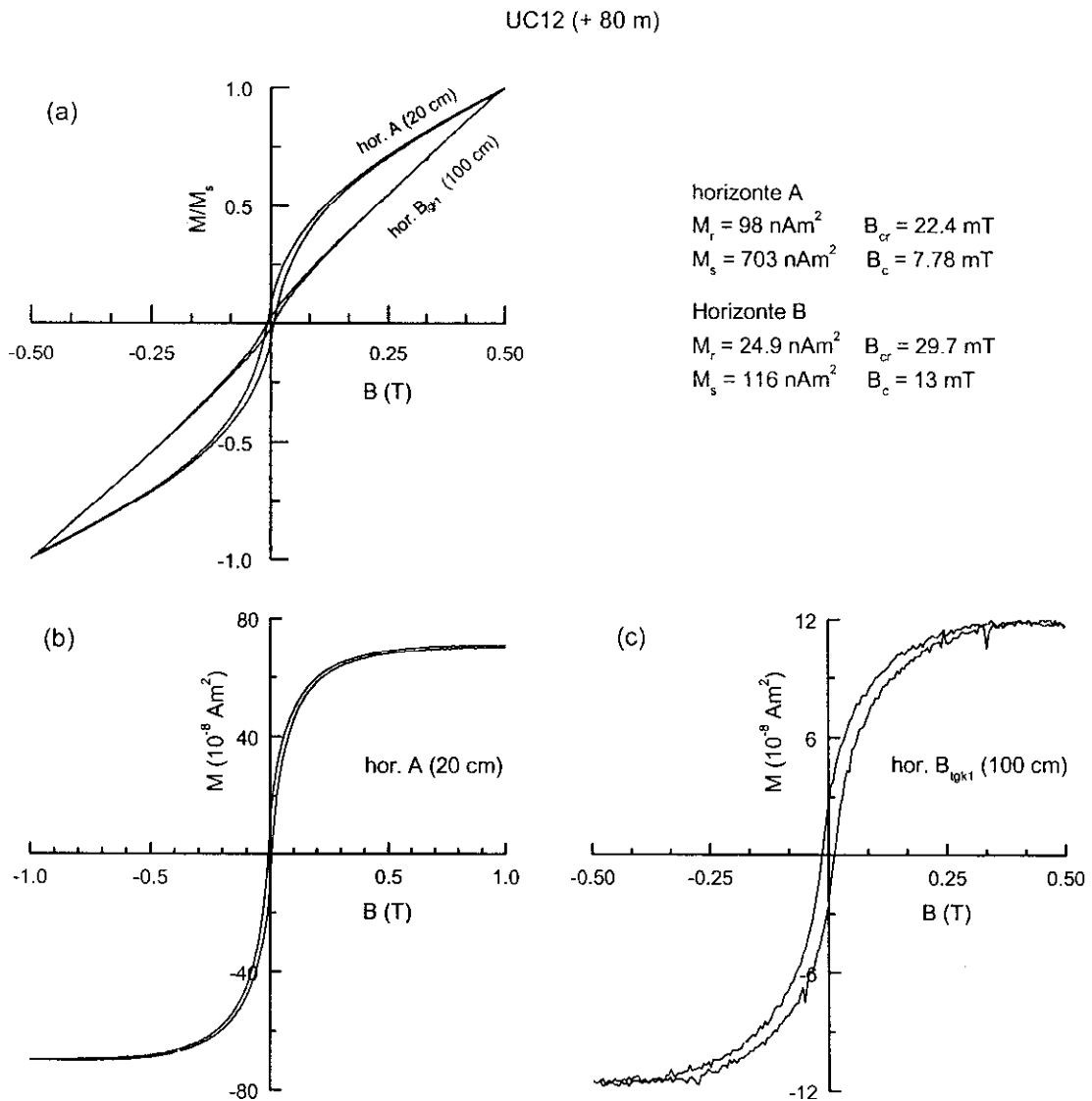


Fig. 5.21: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 100 cm en el perfil UC12, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC23

Breve descripción litológica

Este perfil está constituido por un horizonte A (0 – 35 cm de profundidad), un horizonte de iluviación B_i (35 – 150 cm), de mayor espesor que el horizonte de características similares encontrado en el perfil UC12, y de un horizonte B_{tg} (desde 185 hasta al menos 225 cm de profundidad), con signos de hidromorfismo, pero a diferencia que el perfil anterior no hay indicios de contenido en

carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

Al igual que en los perfiles estudiados anteriormente (con excepción del perfil UC0, llanura aluvial), se observa un aumento en los valores de los parámetros magnéticos tales como χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 5.22a, c y j), en el horizonte superficial del suelo (hasta 30-40 cm), y una disminución rápida en los valores de los mismos entre 40 y 70 cm. A partir de 70 cm y hasta el final del perfil, los valores de χ y χ_{ARM} disminuyen muy lentamente con la profundidad. En cambio, en este intervalo los valores de IRM_{RT} se mantienen más o menos constantes con la profundidad. El aumento a temperatura ambiente de dichas parámetros magnéticos en la parte superior del perfil, se debe, por una parte, a una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos (de baja coercitividad), y por otra parte a que dichos minerales posean un tamaño de grano fino SD, tal y como indica χ_{ARM} y la $SIRM/\chi_{ARM}$.

La relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 5.22k) indica que la respuesta magnética en la parte más superficial del perfil (0 - 40 cm) está dominada fundamentalmente por minerales de baja coercitividad. A partir de ahí, $IRM_{100}/SIRM$ disminuye, por tanto la coercitividad remanente de las muestras aumenta de manera continua con la profundidad hasta 90 cm, donde el valor de dicha relación es 0.65. A partir de ahí se observa una cierta alternancia por capas de concentración de minerales de baja y alta coercitividad. Comparando las curvas de IRM e $IRM_{100}/SIRM$ a 77 y 293 K, se observa, por una parte, un aumento en la intensidad de los valores de magnetización remanente y, por otra parte, un fuerte aumento de la coercitividad de las muestras al disminuir la temperatura, fundamentalmente en el horizonte B_t .

En cuanto a los parámetros de histéresis, los valores inusualmente elevados obtenidos en B_{cr} y la relación B_{cr}/B_c (Figs. 5.22g y h), confirman la presencia de minerales de alta coercitividad, fundamentalmente a partir de la muestra situada a 100 cm de profundidad.

La concentración relativa de minerales paramagnéticos en la parte superior del perfil es menor que a partir de 40 cm de profundidad, desde la cual χ a bajas temperaturas tiene valores superiores que a temperatura ambiente debido al aumento relativo en la concentración de minerales paramagnéticos respecto a la de ferrimagnéticos en estado SP (Fig. 5.22a).

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se observa:

- a) El perfil que muestra la variación de la χ con la frecuencia (χ_{fd}) (Fig. 5.22b) indica que en la parte superficial del suelo la concentración de granos en estado SP/SD es menor en los primeros 30 cm del suelo, que a partir de esa profundidad. La concentración de estos granos es máxima a 60 cm. A partir de 70 cm dicha contribución disminuye, identificándose mínimos en los valores de este parámetro a 140 y 200 cm de profundidad.

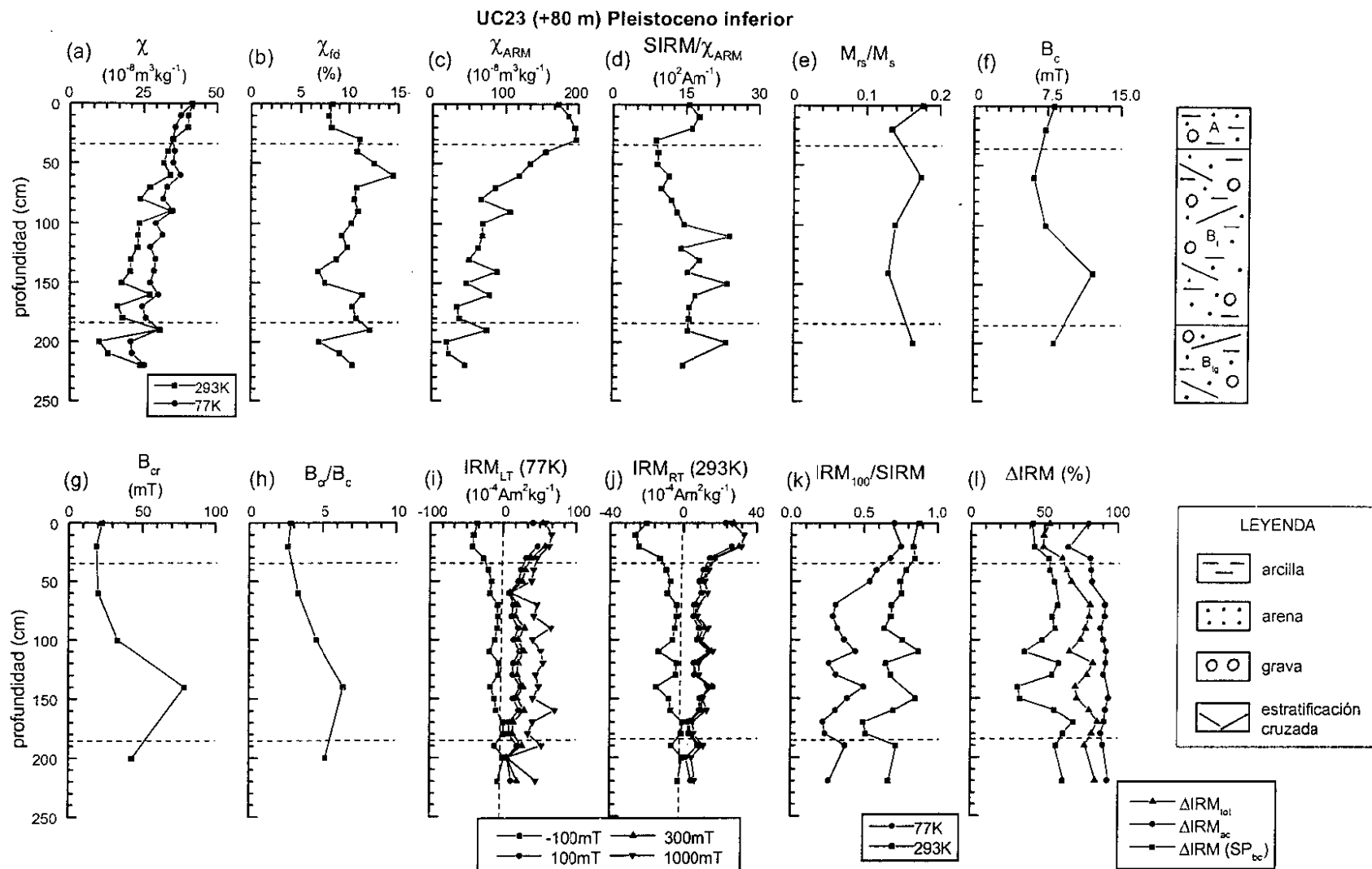


Fig. 5.22: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC23, terraza de +80 m del río Jarama (Pleistoceno inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

- b) La curva de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.22d) muestra que en la parte más superficial del suelo (0 - 20 cm) la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales ferrimagnéticos, en estado SD próximo a SD grueso (o mezclas). A partir de esa profundidad la concentración de minerales de alta coercitividad influye en la medida de dicha relación.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 5.22l), se observa que es menor entre 0 -30 cm que en la parte superior del horizonte B_t . En los intervalos de profundidad en los horizontes iluviales en los que existe una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD, este parámetro posee valores mínimos.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos, como ya se ha indicado, la concentración de dichos minerales aumenta con la profundidad desde la superficie hasta 90 cm y, a partir de ahí dicha concentración se presenta de forma bandeada. Los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.22l) aumentan con la profundidad desde la superficie del suelo y hasta 60 cm. A partir de dicha profundidad se mantienen prácticamente constantes hasta el final del perfil, con valores próximos a 90 %, indicando elevada concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD y, probablemente, en estado SP en los horizontes iluviales.

En la Fig. 5.23, que representa la relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , en general, se observa que en el horizonte A la concentración de granos en estado SP es pequeña y, además, los granos ferrimagnéticos se encuentran, probablemente, en mayor proporción en estado SD próximo a grueso. La parte superior del horizonte B_t posee una mayor concentración de minerales en estado SP (cerca del límite SD). Los puntos correspondientes a la parte inferior de dicho horizonte y al horizonte B_{tg} están dispersos en el centro del diagrama debido a la influencia de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad.

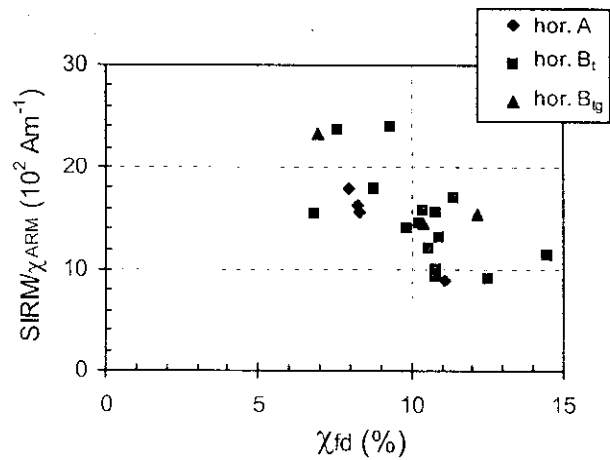


Fig. 5.23: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC23.

Las curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras piloto (60 y 200 cm) (Fig. 5.24), indican que ambas muestras alcanzan la saturación de χ_{ARM} para campos alternos de 75 mT, por tanto, la respuesta magnética de la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos en estado SD fino.

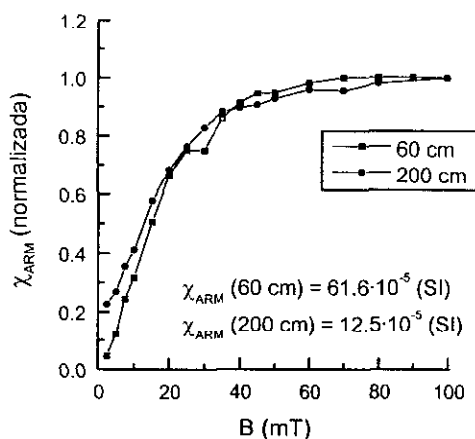


Fig.5.24: Curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a (a) 60 cm y (b) 200 cm de profundidad en el perfil UC23.

Los ciclos de histéresis realizados para las muestras piloto en este perfil se representan en la Fig. 5.25. Los ciclos de histéresis para el horizonte A, muestran minerales de baja coercitividad, y una fracción importante de minerales paramagnéticos (Figs. 5.25a y b). Los parámetros de histéresis corresponden con los esperados para magnetita en estado PSD. En el horizonte B el ciclo de histéresis corregido por la pendiente a altos campos (Fig. 5.25c) muestra un cierto estrechamiento (constreñimiento) en la parte central del ciclo, debida a la contribución de minerales de alta coercitividad.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra comportamiento magnético con la profundidad bastante similar al perfil anterior correspondiente a la misma terraza (UC12), aunque los valores tanto de susceptibilidad como de magnetización son inferiores a los de dicho perfil. Existe una concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD en el horizonte superficial del suelo, la cual disminuye con la profundidad hasta el final del perfil. En los horizontes iluviales existen bandas con mayor concentración de minerales antiferromagnéticos.

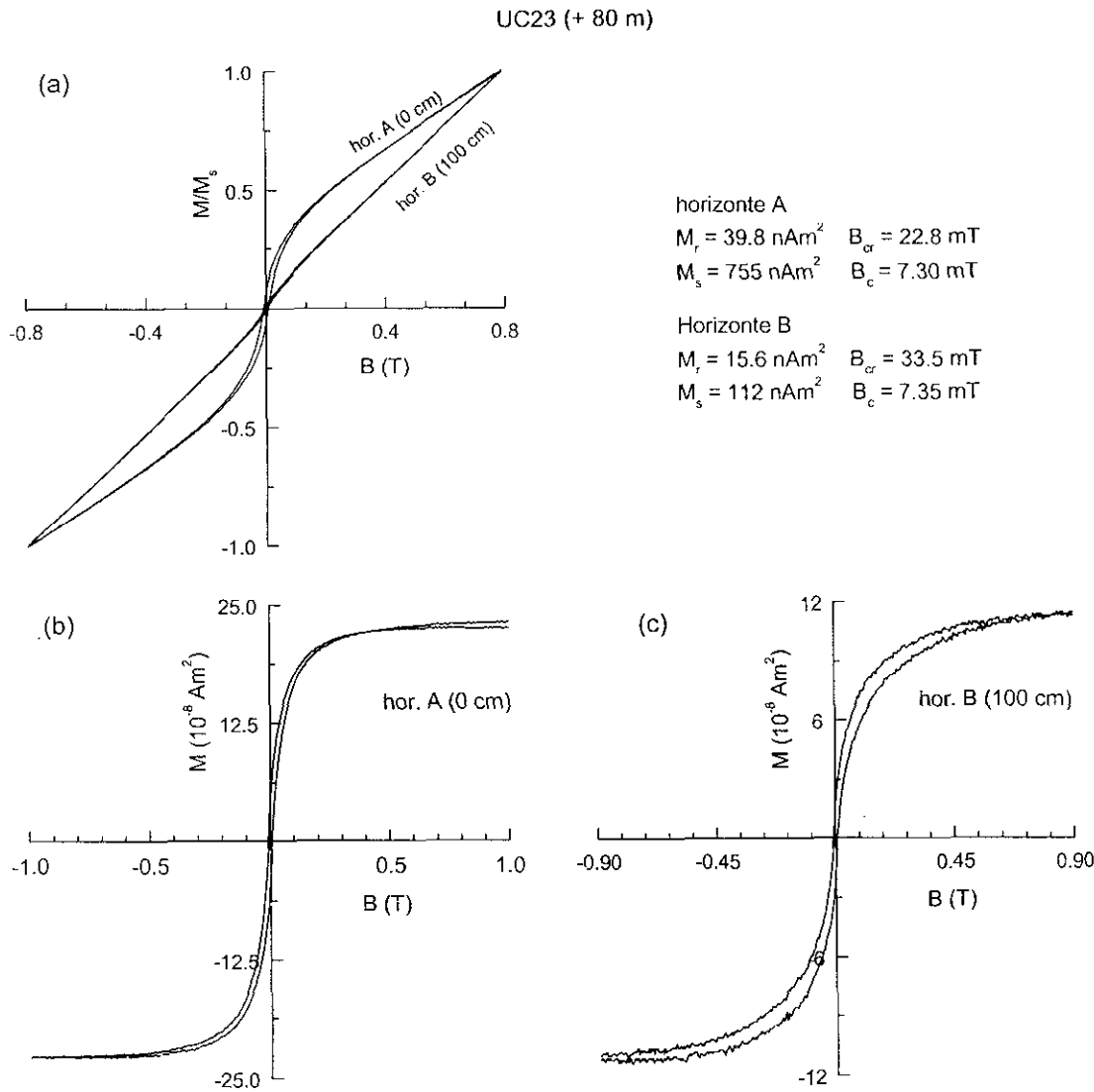


Fig. 5.25: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 0 y 100 cm en el perfil UC23, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

5.1.5.- TERRAZA DE +90 m (perfil UC21)

Breve descripción litológica

En esta terraza, que corresponde al Pleistoceno inferior, se muestrearon *los perfiles UC20 y UC21*. El perfil UC20 no se incluye en este trabajo puesto que los estudios edafológicos de campo señalaron que el suelo original estaba enterrado por otro suelo, cuyo espesor era de 140 – 150 cm, por tanto, el suelo original no se debe de incluir en la cronosecuencia. El *perfil UC21* consta de un horizonte A, de 25 cm de espesor, sobre un horizonte B_t situado entre 25 y 80 cm de profundidad. Bajo

este horizonte se halla un horizonte B_{ik} , con cierta concentración de carbonato cálcico. A partir de 150 cm se observan signos de hidromorfismo (horizonte B_{ikg}). A 265 cm de profundidad se encuentra el horizonte $2C_k$, correspondiente a la roca madre poco alterada.

Descripción de los perfiles de parámetros magnéticos

El comportamiento de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} a temperatura ambiente (Figs. 5.26a, c y j) respecto a la profundidad es similar. Este comportamiento es el característico en los perfiles estudiados anteriormente: Un valor mayor de dichos parámetros magnéticos en la parte superior del perfil entre 0 y 40 cm (concretamente a 10 cm, especialmente IRM_{RT} presenta un máximo respecto a los valores del *horizonte de aumento*), con una disminución rápida de los valores de dicho parámetro en el intervalo 40–70 cm, seguida por un comportamiento más o menos uniforme en la parte inferior del perfil (70–220 cm). Al igual que en la mayoría de los perfiles estudiados anteriormente, existen intervalos de profundidad en los horizontes B_{ik} en los que aumenta la concentración de minerales ferrimagnéticos. Este comportamiento general de los parámetros magnéticos, indica que en la parte superior del perfil la concentración de minerales ferrimagnéticos es máxima respecto al resto del perfil. Comparando las curvas de IRM e $IRM_{100}/SIRM$ a diferentes temperaturas (Figs. 5.26i, j y k) se observa que, tanto a 293 K como a 77 K, existe una concentración elevada de minerales de alta coercitividad, especialmente en los horizontes iluviales. A 293 K la curva de $IRM_{100}/SIRM$ muestra que en el horizonte más superficial del suelo, 0–40 cm, los valores de dicha relación son aproximadamente de 0.8 indicando que aunque la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos, probablemente exista una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos. A partir de dicha profundidad, la respuesta magnética de las muestras está dominada por la contribución de minerales de alta y de baja coercitividad. En el intervalo 130–140 cm las muestras poseen valores máximos de coercitividad en el perfil, con valores de $IRM_{100}/SIRM$ próximos a 0.4. Al disminuir la temperatura aumenta fuertemente la coercitividad de las muestras en todo el perfil, especialmente en los horizontes B_{ik} , alcanzando valores de coercitividad máxima a 70, 130 y 170 cm, con valores de $IRM_{100}/SIRM$ próximos a 0.1. Por tanto, en los horizontes B_{ik} a 77 K la respuesta magnética de las muestras está dominada fundamentalmente por minerales de alta coercitividad. El aumento de los valores de IRM y de coercitividad a 77 K respecto a los calculados a 293 K indica: a) una concentración importante de minerales en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K que no contribuyen a la magnetización a temperatura ambiente, en cambio a 77 K quedan bloqueados, contribuyendo a la magnetización a dicha temperatura; b) elevada concentración de goetita en estado SD. Los parámetros de histéresis, en especial la relación B_{cr}/B_c (a pesar de que los valores de B_{cr} están subestimados) (Fig. 5.26h) y los valores relativamente bajos de M_{rs}/M_s (Fig. 5.26e), muestran la contribución de minerales de alta coercitividad (goetita y/o hematites).

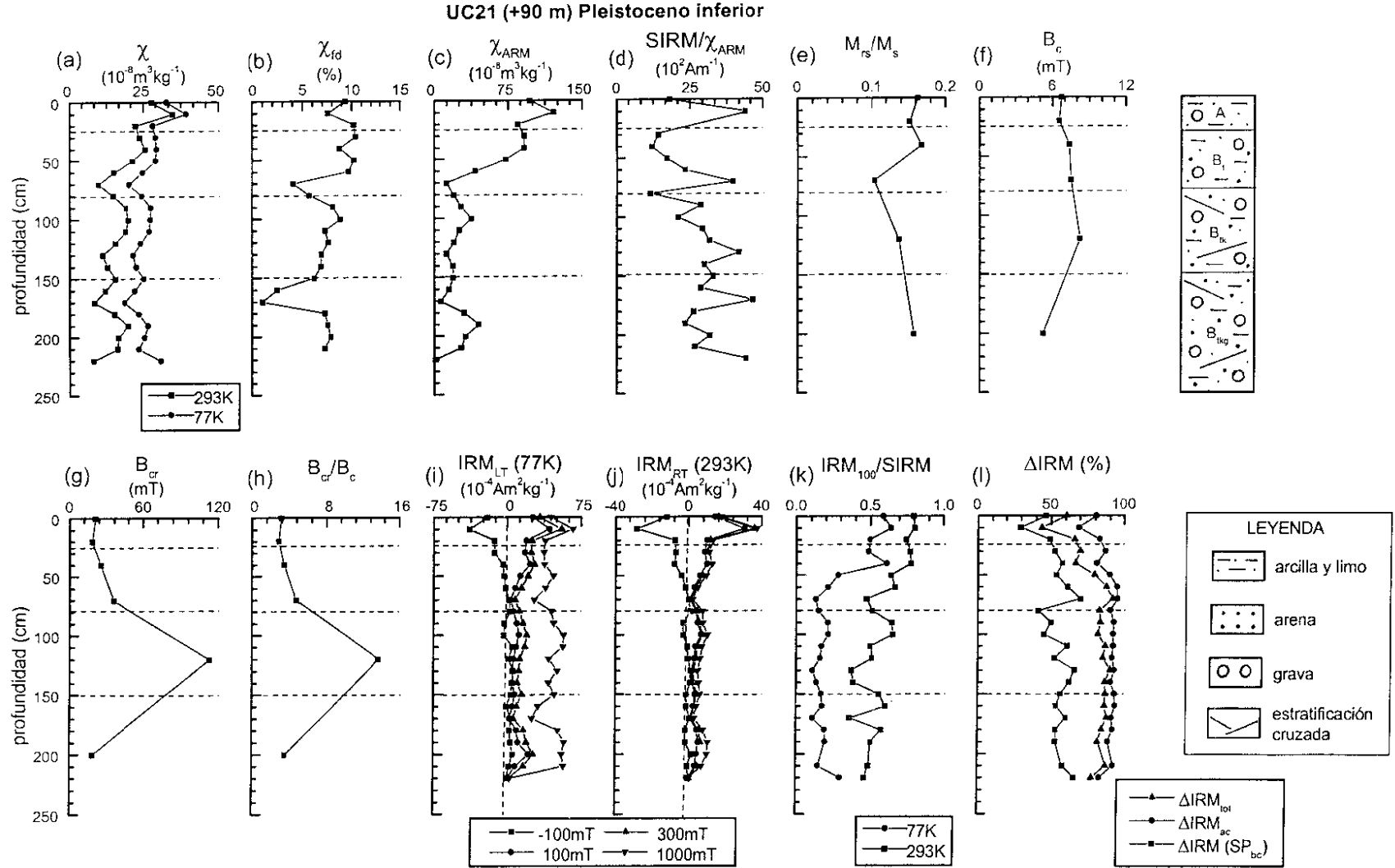


Fig. 5.26: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC21, terraza de + 90 m del río Jarama, correspondiente al Pleistoceno inferior. Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

Las curvas de susceptibilidad magnética a diferentes temperaturas (Fig. 5.26a) indican una relación en la concentración relativa de minerales paramagnéticos y superparamagnéticos más o menos constante con la profundidad, ya que los valores de χ a 77 K son siempre más elevados que los de χ a 293 K. Este comportamiento indica la importancia en todo el perfil de los minerales paramagnéticos frente a los ferrimagnéticos en estado SP.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético, se observa:

- La curva de χ_{fd} (Fig. 5.26b) entre 0 y 60 cm se mantiene más o menos constante con la profundidad, en torno al valor 10 %, indicando una concentración importante de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, la cual disminuye con la profundidad a partir de 60 cm. Se observan dos mínimos en la curva, a 70 y 170 cm de profundidad, en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SD, disminuye bruscamente.
- La curva de variación de $SIRM/\chi_{ARM}$ con la profundidad (Fig. 5.26d) se caracteriza por su irregularidad. Puesto que en todo el perfil se observa la presencia de minerales de alta coercitividad, no es posible estimar con certeza el estado magnético de los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- En cuanto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, calculada en primera aproximación a partir del parámetro $\Delta I_{RM} (SP_{bc})$ (Fig. 5.26k), se observa que el valor mínimo (30 %) corresponde a 10 cm de profundidad. A partir de ahí la concentración de dichos granos aumenta con la profundidad hasta alcanzar el valor máximo de 70 % a 70 cm. A partir de ahí se observan diferentes máximos y mínimos hasta el final del perfil.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, tal y como se ha indicado, la concentración de dichos minerales en estado SD aumenta con la profundidad desde 40 cm y hasta el final del perfil. El parámetro $\Delta I_{RM_{ac}}$ (Fig. 5.26k) muestra valores máximos de dicho parámetro en el horizonte B_{ik} y B_{tkg} , alcanzando hasta valores próximos al 92 %.

A partir de los datos representados en la Fig. 5.27 ($SIRM/\chi_{ARM}$ en función de χ_{fd}) se puede indicar que la mayor concentración de minerales ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD y SD finos se encuentra en la parte superior del suelo, salvo a 10 cm. En esta parte del perfil, probablemente, el tamaño de los granos ferrimagnéticos SD finos es mayor que en el resto del suelo. Aunque en los horizontes B_{ik} las muestras poseen una concentración importante de minerales de alta coercitividad que oscurecen la información que proporciona $SIRM/\chi_{ARM}$, es posible observar en general una correlación entre los parámetros representados, de manera que al disminuir los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ aumentan los valores de χ_{fd} .

Las curvas de adquisición de IRM (Fig. 5.28) muestran la presencia de minerales de baja y alta

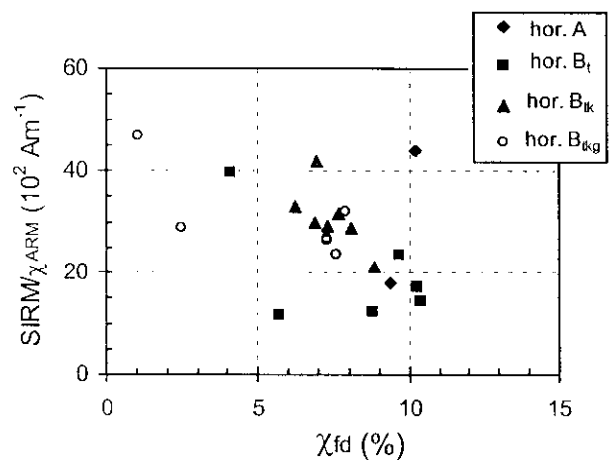


Fig. 5.27: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC21.

coercitividad, tanto en la parte superior del horizonte B_i como en la parte inferior del horizonte B_{ik}. A 293 K, las dos muestras poseen una pequeña concentración de minerales de alta coercitividad (menor a 40 cm). A baja temperatura la coercitividad de las muestras aumenta, no siendo posible saturarlas a 1 T. La Fig. 5.29 en la que se representan los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 20 y 120 cm de profundidad, también indica la presencia de minerales de alta coercitividad. El ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética para la muestra correspondiente al horizonte A no se cierra completamente hasta aproximadamente 0.3 T (Fig. 5.29b), mientras que el ciclo de la muestra situada a 120 cm se cierra a campos próximos a 0.9, y es posible identificar fuerte constreñimiento en la curva para campos bajos (Fig. 5.29c).

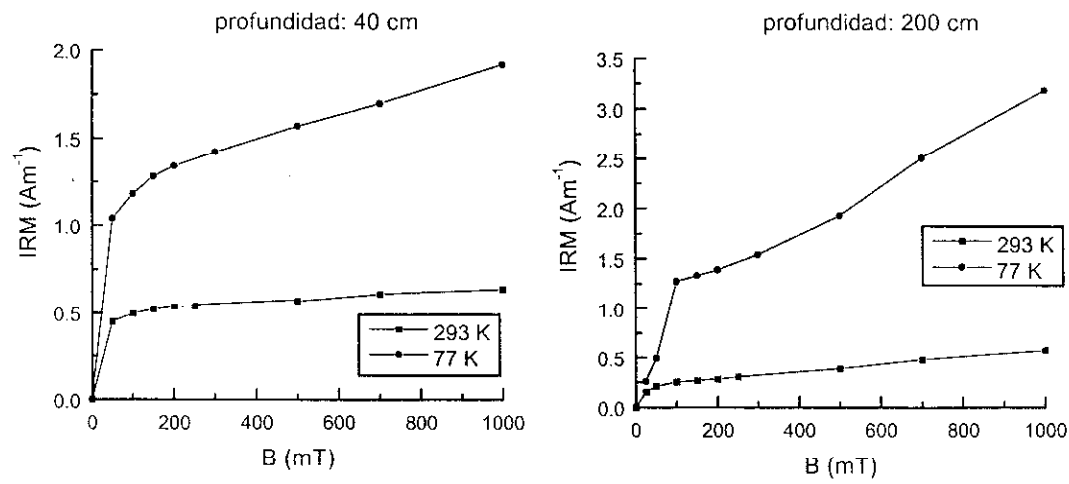


Fig. 5.28: Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas (293 y 77 K) para las muestras situadas a (a) 40 cm y (b) 200 cm de profundidad en el perfil UC21.

Conclusiones

En resumen, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es mayor en la parte superficial del suelo que a mayores profundidades, mientras que la concentración de dichos minerales en estado SP aumenta con la profundidad de muestreo. La contribución de minerales antiferromagnéticos en la respuesta magnética se observa en todo el perfil, fundamentalmente en los horizontes iluviales aumentando dicha contribución con la profundidad. En estos horizontes, la concentración de los minerales magnéticos en estado SP fino es muy importante.

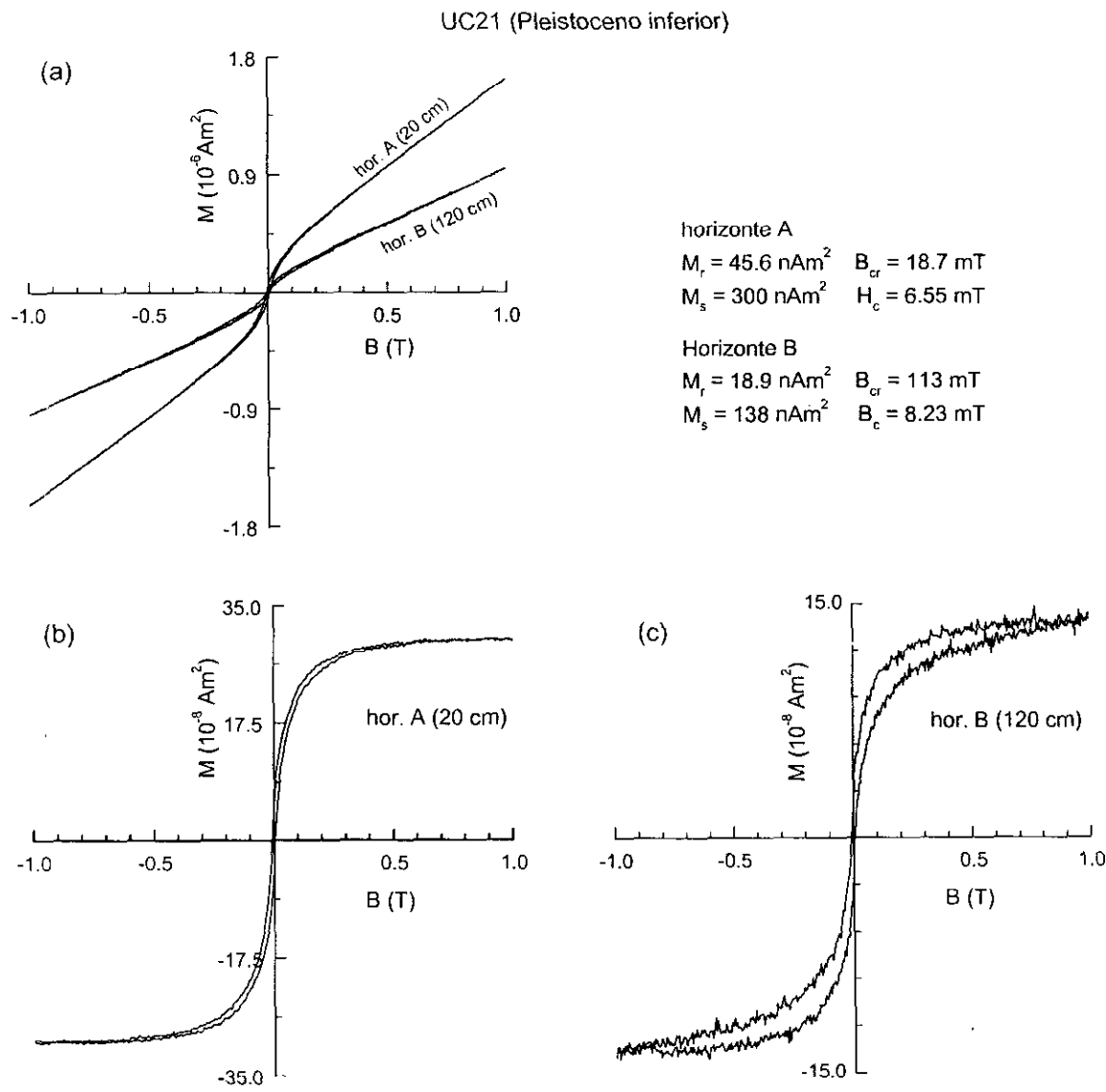


Fig. 5.29: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 120 cm de profundidad en el perfil UC21, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción.

5.1.6.- TERRAZA DE +110 m (perfil UC14)

Breve descripción litológica

Esta terraza corresponde al Pleistoceno inferior. En ella se ha muestreado el *perfil* de suelo *UC14*, dicho perfil consta de un horizonte superficial A, de tan solo 15 cm de espesor, sobre un horizonte B_w, con signos de meteorización “in situ”, de 15 cm también de espesor. Bajo este horizonte se encuentran horizontes ricos en carbonato cálcico (B_{k1} y B_{k2}), con un espesor total de 120 cm. Entre 150 y 220 cm de profundidad se sitúa el horizonte B_{gk}, con signos de hidromorfismo, y bajo éste y hasta el final del perfil aparece otro horizonte rico en carbonato cálcico (B_{k3}). Del conjunto de todo el sistema de terrazas, esta terraza es la que contiene una mayor concentración de carbonato cálcico, hecho que puede estar relacionado con el clima en el que se formó dicho suelo.

Descripción de los parámetros magnéticos

Comparando las curvas de χ (a temperatura ambiente), χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 5.30a, c y f) es posible observar un aumento de los valores de dichos parámetros (aunque menor que en algunos de los perfiles estudiados anteriormente) en la parte superior del perfil (0 –20 cm), que corresponde al horizonte eluvial y la parte superior del horizonte iluvial B_w. Entre 20 y 30 cm de profundidad dichas propiedades sufren una disminución rápida de sus valores. Los valores de χ e IRM se mantienen valores más o menos constantes al aumentar la profundidad, mientras que los valores de χ_{ARM} disminuyen progresivamente hasta 100 cm de profundidad. En la parte superior del perfil, el aumento de los valores de los parámetros indicados, se debe a un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos, tal y como indica también la Fig. 5.30g.

Las curvas de IRM_{RT} e $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Figs. 5.30f y g), muestran que la remanencia de las muestras está dominada por minerales tanto de baja como de alta coercitividad en todo el perfil, aunque en los primeros 30 cm la concentración de minerales alta coercitividad es menor que en los horizontes iluviales. Entre 110 y 150 cm de profundidad y a partir de 170 cm y hasta el final del perfil, la concentración de minerales de alta coercitividad es máxima con valores de $IRM_{100}/SIRM$ del orden de 0.4–0.5. Comparando estas curvas con las obtenidas a 77 K (Figs. 5.30e y g), se puede observar la contribución de minerales magnéticos en estado SP, ya que estos minerales quedan bloqueados a 77 K participando en los valores de magnetización. A baja temperatura aumenta la coercitividad remanente de las muestras respecto a temperatura ambiente, especialmente en la parte inferior del perfil (150 cm hasta el final del muestreo), donde los valores de $IRM_{100}/SIRM$ son del orden de 0.15, indicando a 77 K la contribución de goetita en estado SD y, probablemente, también en estado SP.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 5.30a), se puede observar en todo el perfil que

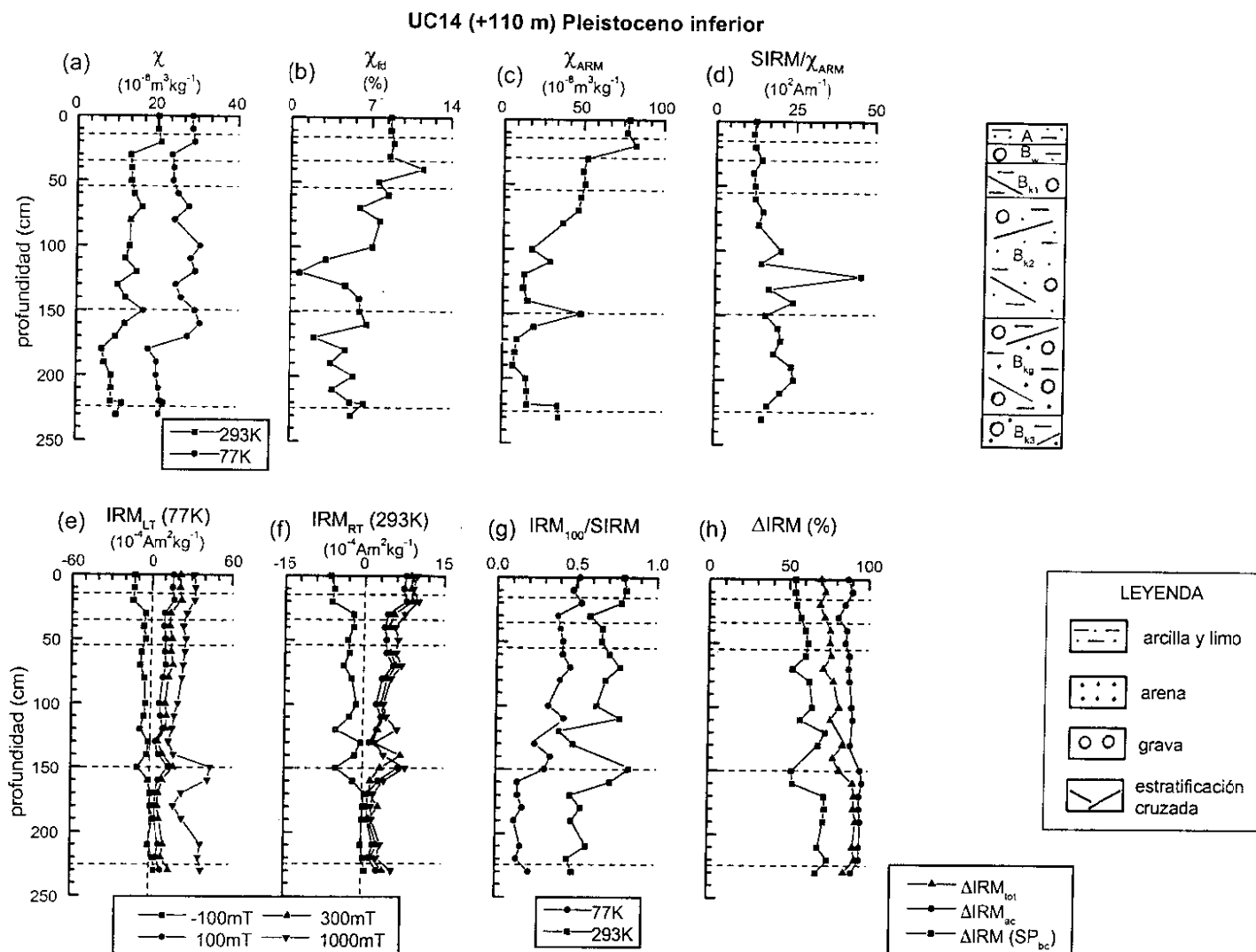


Fig. 5.30: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC14, terraza de + 110 m del río Jarama (Pleistoceno inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

los valores de χ medidos a baja temperatura son más elevados que los mismos medidos a temperatura ambiente, siendo mayor la diferencia a partir de 30 cm de profundidad. Este hecho significa que la concentración de minerales paramagnéticos es muy elevada en todo el perfil, de manera que el aumento de la χ a bajas temperaturas debido a este tipo de minerales, es mucho mayor que la disminución experimentada debido a la concentración de minerales SP.

En cuanto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos presentes en dicho suelo se puede observar:

- a) La concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD no es elevada en todo el perfil, disminuyendo al aumentar la profundidad, tal y como indica el parámetro χ_{fd} (Fig. 5.30b) observándose un mínimo a 120 cm de profundidad (Fig. 5.30b).
- b) Las curvas de χ_{ARM} y $SIRM/\chi_{ARM}$ (Figs. 5.30c y d) indican que los granos ferrimagnéticos en estado SD poseen un tamaño SD fino en la parte superficial del suelo (0–20 cm). A profundidades mayores los valores de esta relación están influenciados por la concentración de minerales de alta coercitividad.
- c) La concentración de granos SP, de tamaño inferior al límite SP/SD, respecto de la concentración total de granos ferrimagnéticos, indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 5.30h) es menor en la parte superior del perfil, aumentando progresivamente según la profundidad de muestreo. Entre 150–160 cm, coincidiendo con un máximo en la concentración de minerales ferrimagnéticos SD se observa un mínimo en la concentración de estos granos en estado SP fino.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, tal y como se ha indicado, están presentes en todo el perfil, fundamentalmente en la parte inferior del suelo (170–230 cm). Los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.30h), son máximos en la parte inferior del perfil, coincidiendo con la máxima concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD.

En la Fig. 5.31 se representa la relación entre χ_{fd} y $SIRM/\chi_{ARM}$, observándose, en primer lugar, que las muestras correspondientes al horizonte A y B_w se agrupan en el intervalo de valores 10 y $15 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$ para la $SIRM/\chi_{ARM}$ y para valores de χ_{fd} de 8 %, de manera que la concentración de minerales en estado SP límite SP/SD en la parte superficial del perfil es menor que en la mayoría de los suelos estudiados anteriormente. Los puntos correspondientes al horizonte B_k se encuentran dispersos debido a la influencia de los minerales antiferromagnéticos. Los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ siempre (excepto el punto correspondiente a 120 cm) son inferiores a $25 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$.

Las curvas de adquisición de la χ_{ARM} (Fig. 5.32a) muestran comportamientos parecidos para las dos muestras representadas (50 cm y 200 cm), y no han sido saturadas completamente para campos del orden de 100 mT. El valor máximo de χ_{ARM} para la muestra más superficial a 100 mT es casi cuatro veces mayor que en el caso de la muestra más profunda, debido a una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos de grano fino en la parte superior del suelo. En cuanto a la adquisición de

IRM a 77 y 293 K (Fig. 5.32b), a ambas temperaturas se observa la contribución de minerales antiferromagnéticos. Dicha contribución es más elevada a 77 K, estando dominada la remanencia a dicha temperatura probablemente por goetita.

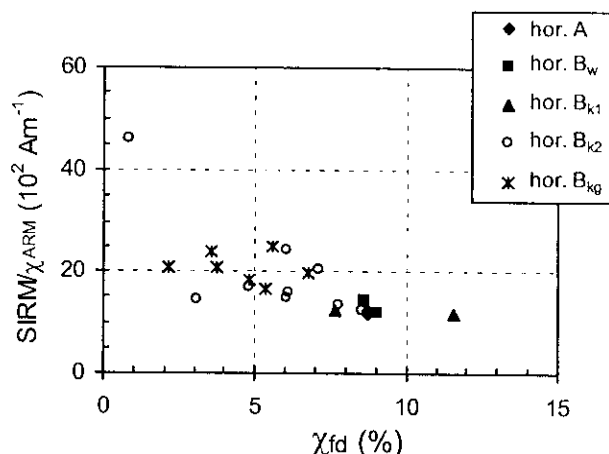


Fig. 5.31: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC14.

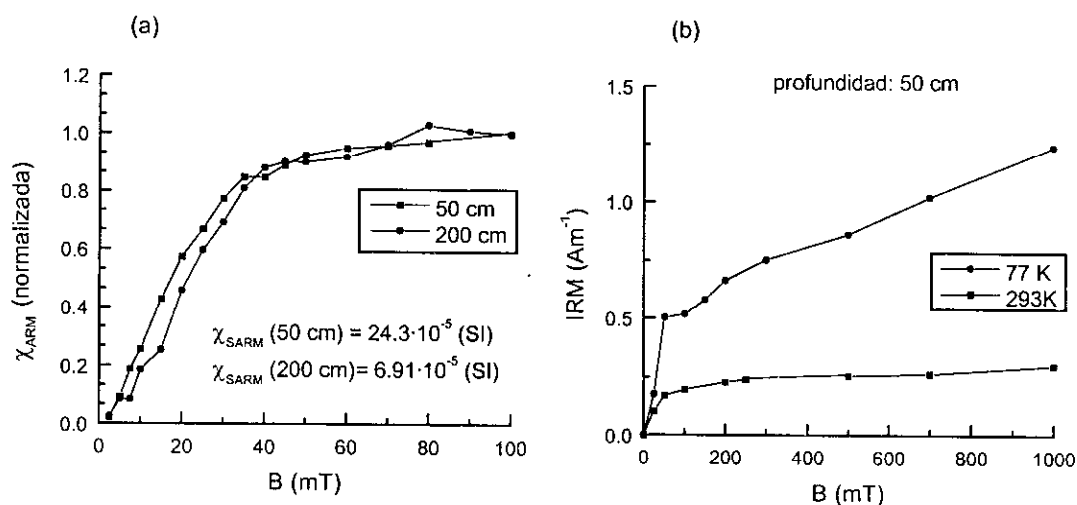


Fig. 5.32: (a) Curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a 50 cm y 200 cm de profundidad en el perfil UC14. (b) Curvas de adquisición de IRM a 77 y 293 K para la muestra situada a 50 cm de profundidad.

Conclusiones

En resumen, aunque es posible observar en este perfil aumento de los parámetros magnéticos en la parte superior del suelo, dicho aumento es inferior al encontrado en la mayoría de los perfiles más jóvenes a éste. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD disminuye con la profundidad, mientras que la concentración de dichos minerales en estado SP fino aumenta. Se observa la contribución de minerales de alta coercitividad en todo el suelo, principalmente en los horizontes B_k . La concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP es muy importante en todo el perfil.

5.1.7.- TERRAZA DE +150 m (perfiles UC16 y UC19)

Esta terraza es la más antigua de las correspondientes al Pleistoceno inferior. En ella se muestrearon los *perfiles UC16 y UC19*. Esencialmente ambos suelos constan de horizontes similares, aunque el suelo del perfil UC16 está menos desarrollado, pudiéndose observar en él arcosa terciaria alterada.

a) análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC16

Breve descripción litológica

Sobre el horizonte de eluviación se observa un horizonte de tan solo 2 cm de profundidad de materia orgánica. El horizonte de eluviación (E), con 40 cm de espesor, se encuentra situado sobre los horizontes de iluviación (B_{ig1} y B_{ig2}), los cuales poseen signos de hidromorfismo desde la parte superficial de dichos horizontes (40 cm de profundidad). A 210 cm de profundidad se observa el horizonte de arcosa terciaria alterada ($2CB_g$), por encima de la cual se ha formado dicho suelo.

Descripción de los parámetros magnéticos

En este perfil, de igual forma que en la mayoría de los perfiles estudiados, se observa un aumento de la χ , χ_{ARM} e IRM a temperatura ambiente (Figs. 5.33a, c y j) en la parte superficial del perfil, respecto a los valores de dichos parámetros encontrados a mayores profundidades. Dichos parámetros aumentan progresivamente sus valores desde la superficie del suelo hasta 40 cm de profundidad, coincidiendo con la base del horizonte eluvial, para disminuir rápidamente entre 40 y 50 cm. A partir de esa profundidad, la disminución es lenta hasta 70 cm, profundidad a partir de la cual los valores de dichos parámetros son más o menos constantes hasta el final del horizonte B_{ig} . Por tanto, considerando además la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 5.33k), se puede concluir que a 293 K, los minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad dominan la respuesta magnética en la parte superficial del suelo (0–60 cm). A partir de 70 cm de profundidad y hasta la parte inferior del horizonte B_{ig} (180 cm) se observa un horizonte con una elevada concentración de minerales de alta coercitividad, con valores de $IRM_{100}/SIRM$ del orden de 0.2 – 0.45. A partir de ahí comienza a disminuir la coercitividad de las muestras (aumento de $IRM_{100}/SIRM$). Las curvas de IRM a baja temperatura (Figs. 5.33i y k) informan acerca de la contribución de minerales de alta coercitividad en todo el perfil. Los valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ son del orden de 0.6 en el horizonte más superficial del suelo y de 0.1 entre 70 y 200 cm de profundidad, indicando que la respuesta magnética de las muestras a 77 K está dominada por minerales de alta coercitividad.

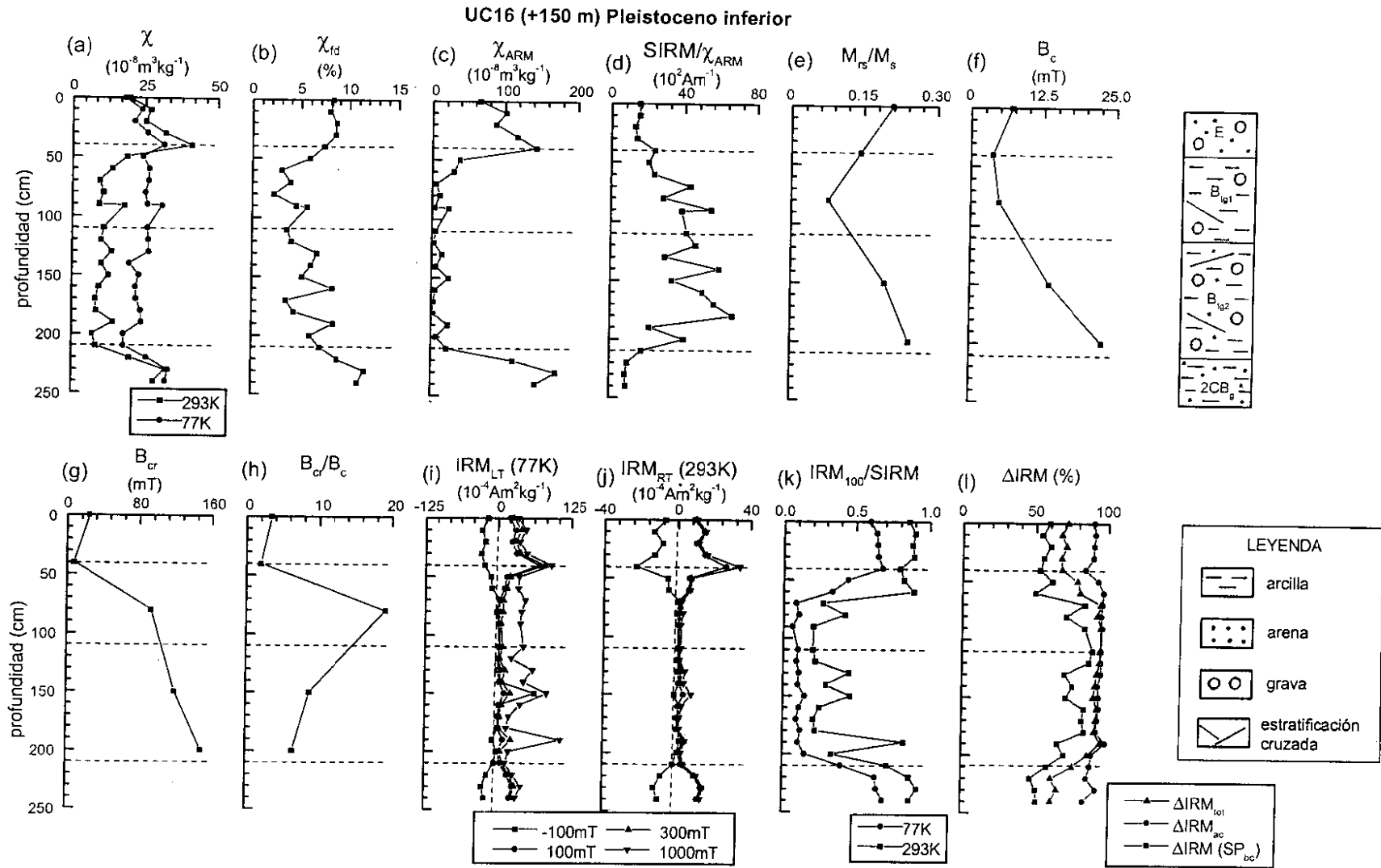


Fig. 5.33: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC16, terraza de +150 m del río Jarama (Pleistoceno inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

Los parámetros de histéresis (Figs. 5.33e - h) indican que a partir de la muestra situada a 40 cm de profundidad los valores de coercitividad aumentan considerablemente, indicando la presencia de una importante fracción de minerales de alta coercitividad.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 5.33a) se puede indicar que la concentración relativa de minerales paramagnéticos frente a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, es mayor a partir de 50 cm de profundidad, manteniéndose más o menos uniforme dicha contribución hasta el final del perfil B_{tg} . Desde la superficie del suelo hasta 50 cm de profundidad, la concentración relativa de dichos minerales paramagnéticos es menor, siendo más importante la influencia de los minerales ferrimagnéticos en estado SP en el valor de χ .

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos presentes se caracteriza a continuación:

- La curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 5.33b) indica una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD en la parte superficial de perfil (0 – 40 cm), con valores de dicho parámetro del orden de 8 – 9 %, disminuyendo progresivamente hasta 60 cm de profundidad. A partir de ahí se produce un aumento con la profundidad en la concentración de dichos minerales hasta el final del perfil, con valores de χ_{fd} superiores a 10 % en el horizonte $2CB_g$.
- En la parte superior del suelo (0 – 60 cm), los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD se encuentran en estado SD fino, tal y como indica $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 5.33d). La elevada concentración de minerales de alta coercitividad en los horizontes B_{tg1} y B_{tg2} produce valores anómalos de dicho parámetro.
- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP lejos del límite SP/SD, tal y como indica $\Delta IRM (SP_{bc})$, es mayor a partir de 70 cm de profundidad que en la parte superior del perfil. Entre 0 y 70 cm dicha relación posee valores del orden de 60 %, mientras que a partir de 70 cm de profundidad dicha relación adquiere valores entre 70 y 90 %.

En cuanto a los minerales de alta coercitividad en estado SD, su concentración es máxima en el intervalo 70 – 180 cm (Fig. 5.33k). Esta elevada concentración se ve también reflejada en el comportamiento con la profundidad de la curva correspondiente al parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.33l). Los valores de dicho parámetro, en la parte superior del perfil (0 – 50 cm) son del orden de 90 %, mientras que en el horizonte B_{tg} llega a adquirir valores de hasta 95 %, debido fundamentalmente al aumento del valor de la magnetización espontánea de la goetita a baja temperatura. Es probable que también una parte de este aumento se deba a la contribución a la magnetización de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

La Fig 5.34, en la que se representa $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} , muestra como una agrupación de los puntos correspondientes al horizonte E, para valores de χ_{fd} entre 8 y 9 % y valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ inferiores a 1500 Am^{-1} , indicando en dicho horizonte la concentración más elevada en el perfil de minerales ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD y en estado SD fino. Los puntos correspondientes

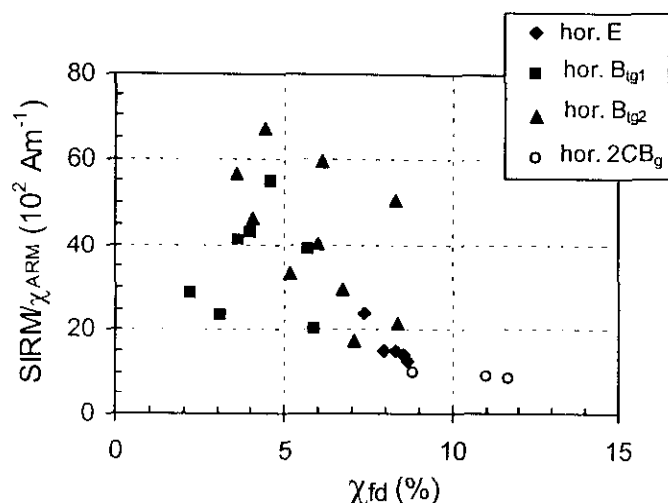


Fig. 5.34: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC16.

a los horizontes B_{lg} , se encuentran dispersos en el diagrama debido a la influencia de minerales antiferromagnéticos.

En la Fig. 5.35 se muestran los ciclos de histéresis sin corregir y corregidos por la fracción paramagnética (Figs. 5.35a, y Figs. 5.35b y c, respectivamente) para las muestras situadas a 0 y 200 cm de profundidad. Se observa que la pendiente a altos campos para ambas muestras normalizadas es similar, mientras que los valores de magnetización de saturación son muy diferentes. Después de la corrección por la fracción paramagnética los ciclos de histéresis muestran constreñimiento en ambos casos, aunque éste es mucho mayor en la muestra situada a 200 cm. La muestra del horizonte A, se satura a campos superiores a 0.3 T, mostrando, por tanto una fracción de alta coercitividad. El ciclo de histéresis de la muestra situada a 200 cm no se cierra hasta campos del orden de 0.9 T, tal y como indica también la diferencia entre la magnetización correspondiente al ciclo ascendente y descendente para $B > 0$ (Fig. 5.35d), indicando mezcla de minerales magnéticos de baja y de alta coercitividad.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por un aumento de los valores de los parámetros magnéticos en la parte más superficial del perfil (0 – 40 cm) debido a una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos, que disminuye rápidamente con la profundidad. En el intervalo 70 – 180 cm, coincidiendo con los horizontes B_{lg} , se ha observado una concentración muy elevada de minerales antiferromagnéticos (probablemente goetita), tanto a temperatura ambiente como a baja temperatura.

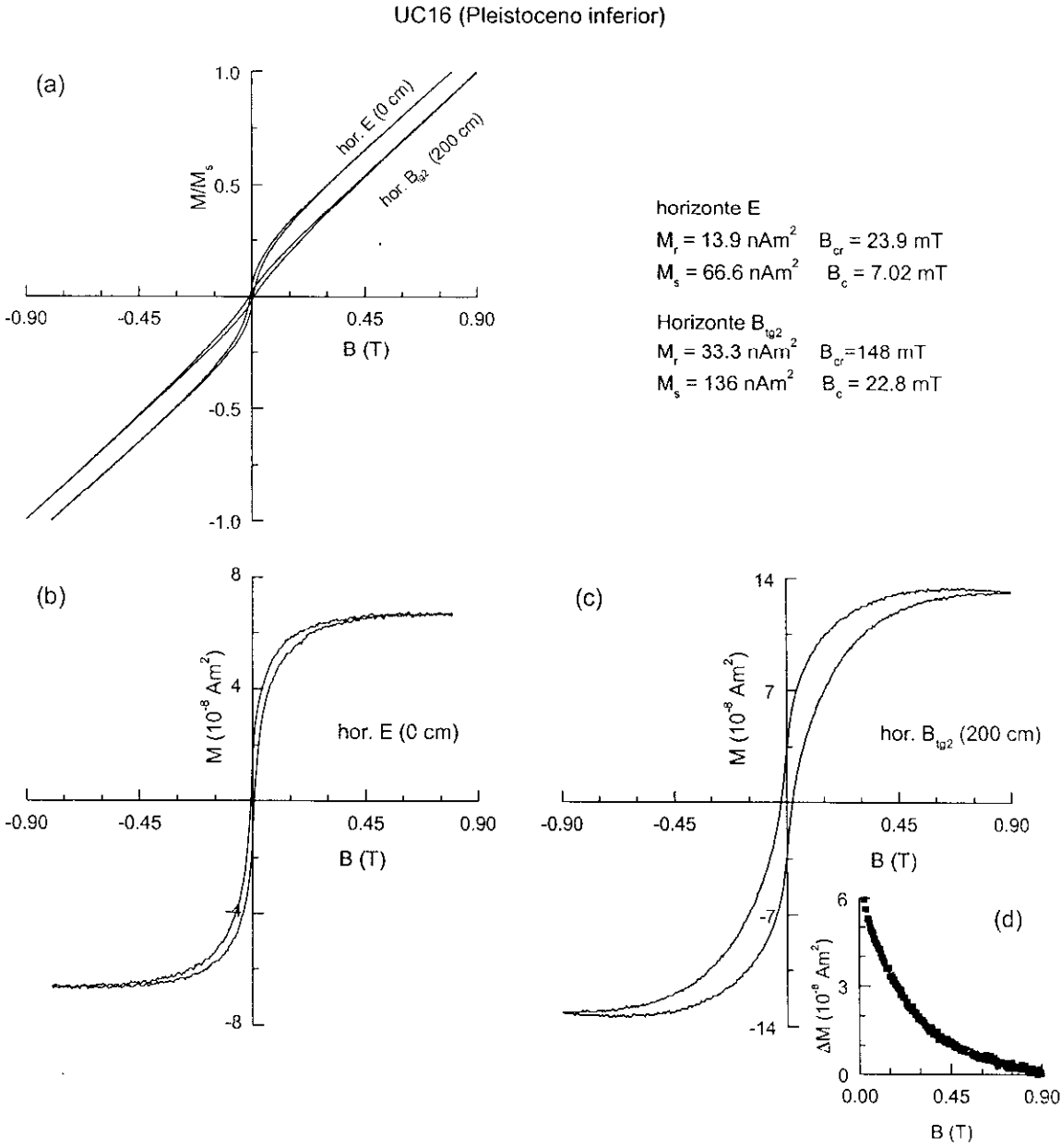


Fig. 5.35: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 120 cm de profundidad en el perfil UC16, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestra situada a 200 cm de profundidad.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC19

Breve descripción litológica

Este perfil consta de un horizonte A_p de 25 cm de espesor, seguido del horizonte iluvial B_i , con un espesor de 35 cm, situado sobre otro horizonte B_{ig} con, al menos, 240 cm de espesor, el cual presenta signos de hidromorfismo. Este suelo está muy bien desarrollado, con un espesor total de más de 3 m de profundidad, lo cual significa que ha sido bien lavado y las condiciones ambientales de formación le fueron favorables. Los perfiles correspondientes a la terraza de + 150 m (UC16 y UC19), son muy similares en cuanto a la litología y a la caracterización general de los horizontes, en cambio, los parámetros magnéticos, tal y como se explicarán a continuación, presentan características muy diferentes.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de parámetros magnéticos en este suelo son diferentes tanto a los perfiles estudiados para el suelo UC16, correspondiente a la misma terraza, como en general, para todos los suelos descritos hasta ahora (desde el Holoceno hasta el Pleistoceno inferior).

La característica más importante en el estudio de los perfiles de parámetros magnéticos es que no se observa el aumento característico de los valores de los parámetros magnéticos en la parte superior del perfil, sino que los valores de χ , χ_{ARM} , IRM y la relación $IRM_{100}/SIRM$ (Figs. 5.36a, c, i, j y k) aumentan con la profundidad y, por tanto, aumenta la concentración de minerales ferrimagnéticos. Sin embargo, entre la superficie del suelo y hasta 70 cm de profundidad el comportamiento de dichos parámetros es similar al comportamiento general de estos parámetros magnéticos en los suelos anteriormente estudiados. En este intervalo de profundidad (0 – 70 cm) es posible observar un aumento de los valores de dichos parámetros entre 0 y 20 cm de profundidad (horizonte A), seguido por una disminución de los valores de estos parámetros entre 20 y 40 cm, para alcanzar valores estables entre 40 y 70 cm de profundidad. A partir de 70 cm, los valores de estos parámetros magnéticos aumentan continuamente con la profundidad. Este comportamiento puede deberse, bien a que los procesos de iluviación y gleificación han favorecido la creación de minerales ferrimagnéticos, bien a que se trate de dos suelos diferentes o un suelo con diferentes fases de desarrollo.

En general, a temperatura ambiente, los parámetros magnéticos en el horizonte A_p (0 – 25 cm) y en el intervalo de profundidad 140 – 290 cm están dominadas por minerales ferrimagnéticos, tal y como muestran las Figuras 5.36j y k. Entre 30 y 80 cm se observa un horizonte en el que la concentración de minerales antiferromagnéticos es importante, calculándose en él valores de $IRM_{100}/SIRM$ de hasta 0.4. Los experimentos de IRM realizados a bajas temperaturas (Figs. 5.36i y k)

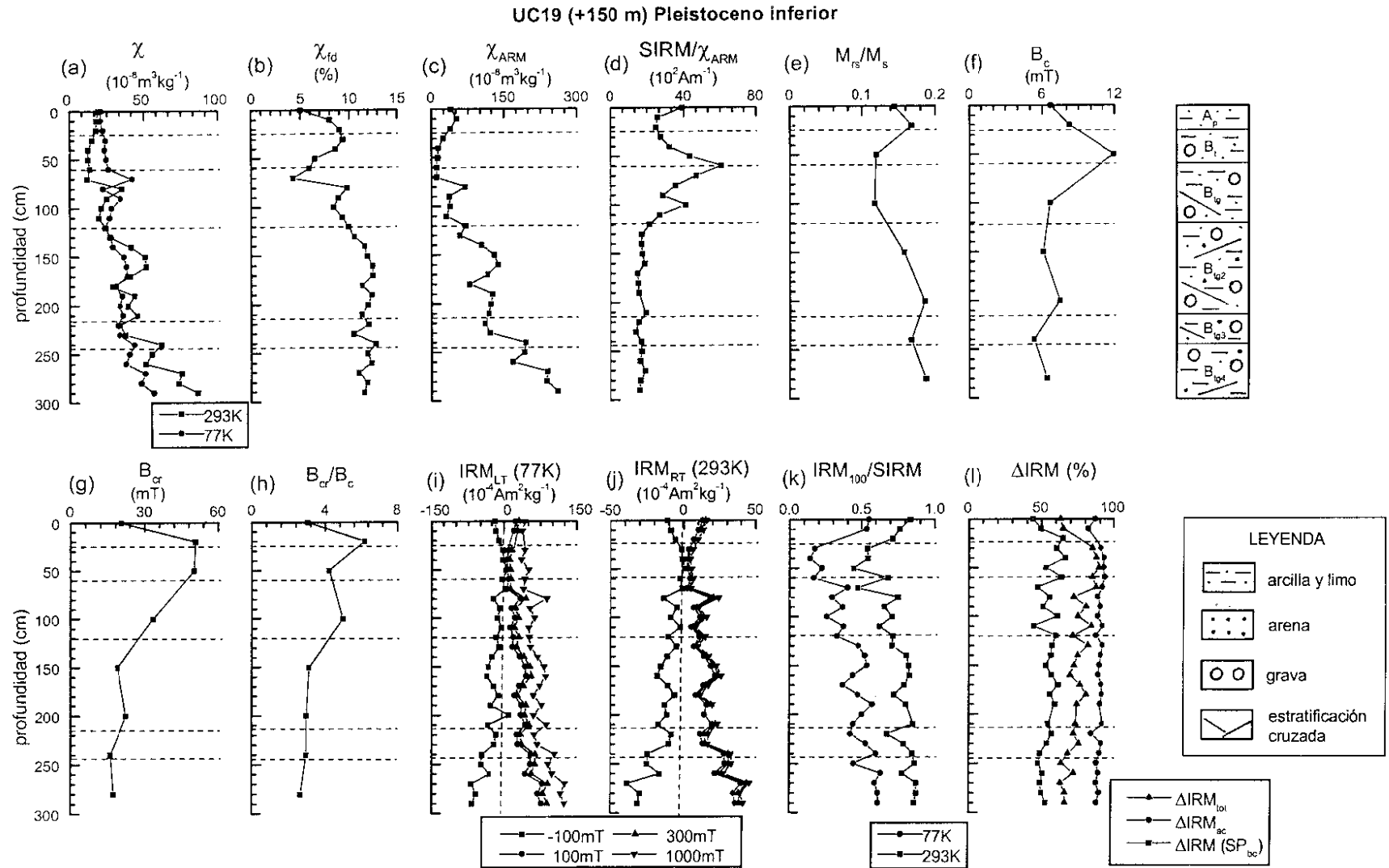


Fig. 5.36: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC19, terraza de +150 m del río Jarama (Pleistoceno inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

muestran que entre 20 y 70 cm de profundidad la respuesta magnética de las muestras está fundamentalmente dominada por la contribución de minerales de alta coercitividad. La concentración de dichos minerales disminuye al aumentar la profundidad desde 50 cm hasta la profundidad máxima de muestreo. Los parámetros de histéresis (Figs. 5.36e – h) muestran la presencia de minerales de alta coercitividad fundamentalmente entre 20 y 100 cm de profundidad.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 5.36a), se observa que hasta 120 cm de profundidad, la contribución de los minerales paramagnéticos a los valores del parámetro χ es más importante que la de los minerales ferrimagnéticos en estado SP. A partir de dicha profundidad, la contribución de los minerales ferrimagnéticos en estado SP al valor de χ es más importante.

Las variaciones con la profundidad del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos presentes en el perfil es el siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, tal y como indican los valores del parámetro χ_{fd} (Fig. 5.36b). En la parte superior del suelo se observa un máximo de dicha concentración entre 20 y 40 cm de profundidad, seguido por un mínimo observado a 70 cm. A partir de 150 cm de profundidad y hasta el final del perfil, dicha concentración es uniforme, con valores de χ_{fd} alrededor de 12 %.
- La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ muestra mayor concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD fino a partir de 130 cm de profundidad. Los valores elevados de dicho parámetro entre 50 y 70 cm de profundidad, indican, probablemente la presencia de minerales de alta coercitividad.
- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP lejos del límite SP/SD (SP_{bc}), respecto de la concentración total de minerales ferrimagnéticos, indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 5.36l) es mayor entre 30 y 50 cm de profundidad, alcanzando valores de ΔIRM entre 60 y 70 %. La concentración relativa de dichos minerales es menor en la parte superior del perfil, alcanzando valores de 45 % en la superficie del suelo. En el resto del perfil dicha concentración oscila entre valores comprendidos en el intervalo 45 – 60 %.

En cuanto a los minerales de alta coercitividad, la concentración de dichos minerales en estado SD es máxima entre 40 y 100 cm de profundidad (Figs. 5.36h y l), siendo mínima dicha concentración en la parte inferior. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.36l) posee valores mínimos en la parte superior del perfil (0 – 30 cm) y desde 40 – 60 cm hasta 280 cm alcanza valores de hasta 90 – 95 %. Este comportamiento se debe fundamentalmente a la presencia de goetita en estado SD, la cual aumenta el valor de la magnetización espontánea a baja temperatura, y, probablemente también en estado SP.

La representación de los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} (Fig. 5.37), muestra una tendencia desde la parte central del diagrama hacia la esquina derecha-inferior, indicando un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD, al mismo tiempo que un aumento en la concentración de granos SD finos. Este comportamiento se observa en los horizontes en que la concentración de minerales de alta coercitividad es pequeña, en los horizontes B_t y parte superior de

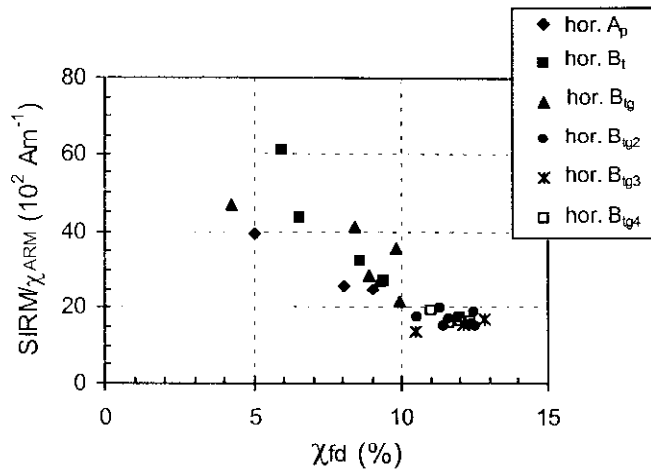


Fig. 5.37: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC19.

B_{ig} los valores se sitúan dispersos en el diagrama.

Comparando las curvas de adquisición de χ_{ARM} realizadas para las muestras piloto (20 y 200 cm) (Fig. 5.38a) se observa que para ambas muestras las curvas de χ_{ARM} poseen comportamiento similar al aumentar el campo alterno. En la Fig. 5.38b, las curvas de adquisición de IRM muestran a temperatura ambiente la presencia fundamentalmente de minerales de baja coercitividad, mientras que a 77 K contribuyen a la magnetización minerales ferrimagnéticos (en estado SD y SP) y antiferromagnéticos (goetita) en estado SD y, probablemente, también en estado SP.

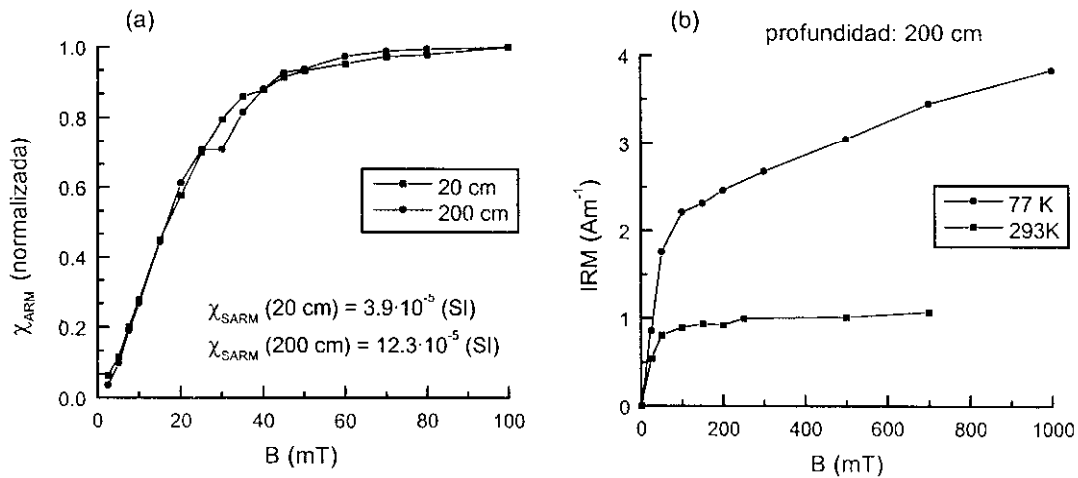


Fig. 5.38: (a) Curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a 20 cm y 200 cm de profundidad en el perfil UC19. (b) Curvas de adquisición de IRM a 77 y 293 K para la muestra situada a 200 cm de profundidad.

Las curvas de histéresis corregidas por la fracción paramagnética para las muestras situadas a 20 y 150 cm de profundidad (Fig. 5.39b y c) se encuentran constreñidos, es decir, estrechos para campos bajos y se cierran para campos superiores a 0.4 T. Este hecho se debe fundamentalmente a una mezcla de minerales ferromagnéticos de coercitividades diferentes y, quizás también a mezclas de minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético. Este comportamiento indicado es general para todos los ciclos de histéresis medidos en este perfil.

Conclusiones

En resumen, en los 70 cm más superficiales del suelo se observa el comportamiento característico de los parámetros magnéticos con la profundidad observado en la mayoría de los perfiles se suelos. Sin embargo, a partir de ese nivel, la concentración de minerales ferrimagnéticos aumenta fuertemente con la profundidad. Entre 20 y 70 cm existe un intervalo de máxima concentración de minerales antiferromagnéticos. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es muy elevada en todo el perfil.

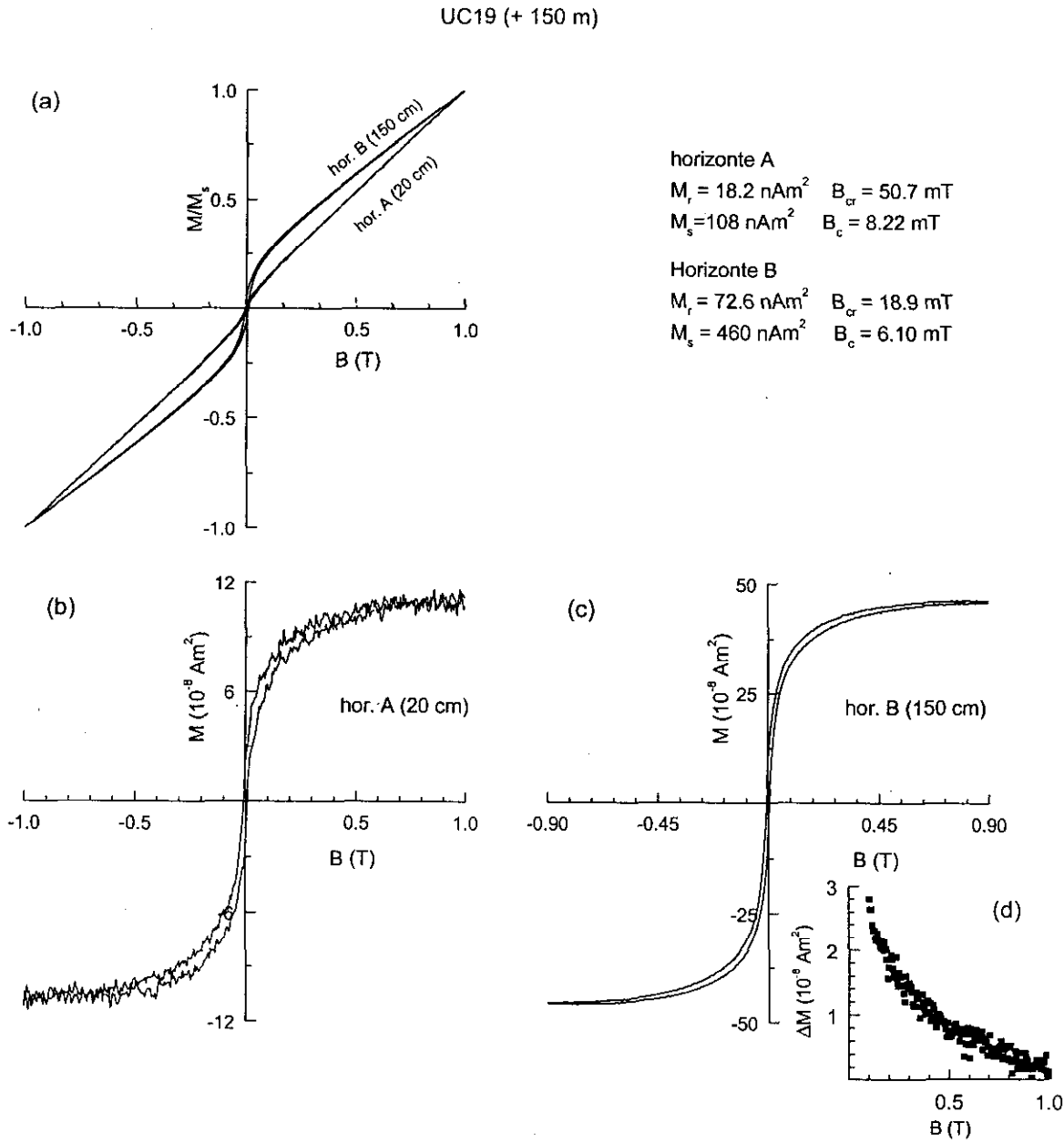


Fig. 5.39: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 150 cm de profundidad en el perfil UC19, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestra situada a 150 cm.

5.1.8.- PIEDEMONTE DE LA RAÑA DE + 180 m (perfiles UC15 y UC18)

En el piedemonte de la Raña, correspondiente al Plio – Pleistoceno y situada a una altura de + 180 m sobre el nivel actual del río, se encaja la terraza más antigua. Aunque la altura sobre el nivel actual del río de los perfiles UC15 y UC18 es de +180 m, estos corresponden a plataformas diferentes correspondiendo el perfil UC18 a una plataforma más antigua que UC15, aunque más joven que UC17 (+ 210 m). El suelo del perfil UC18 está más desarrollado, alcanzando profundidades máximas de hasta 400 cm, mientras que el suelo del perfil UC15 alcanza una profundidad máxima de 200 cm.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC15

Breve descripción litológica

Este perfil de suelo consta de un horizonte iluvial (0- 30 cm de profundidad), un horizonte iluvial con acumulación de arcilla, B_t , de 40 cm de espesor y de una secuencia de horizontes B_i con diferentes grados de gleificación y de espesor 160 cm. A 230 cm de profundidad se encuentra el horizonte de arcosa terciaria, $2C_g$, también gleificado.

Descripción de los parámetros magnéticos

Este perfil de suelo muestra un comportamiento magnético diferenciado según sus horizontes edáficos. En el horizonte de iluviación (E) se observa el comportamiento característico observado en los horizontes más superficiales del suelo, mostrando un aumento de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a temperatura ambiente (Figs. 5.40a, c y f), respecto a los horizontes inmediatamente más profundos (horizontes B_t , B_{tg1} y B_{tg2}), indicando una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte más superficial del perfil. Entre 50 y 110 cm de profundidad (horizontes de iluviación B_t , B_{tg1} , B_{tg2} y parte superior de B_{tg3}), se observa la máxima concentración de minerales antiferromagnéticos (Figs. 5.40f y g), de manera que en ese intervalo de profundidad la magnetización está dominada por la contribución de dichos minerales. Debido a esto, los valores medidos en dicho intervalo para los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} son muy bajos. A partir de 110 cm de profundidad se observa un aumento brusco en la concentración de minerales ferrimagnéticos, de manera que, en el intervalo 170 - 250 cm, los parámetros magnéticos están dominados por la concentración de dichos minerales. Este comportamiento magnético está relacionado con cambios, tanto en la coloración del suelo como en la concentración de nódulos de hierro. Las medidas de IRM_{LT} a 77 K (Figs. 5.40e y g) muestran un aumento de la coercitividad y de la intensidad de magnetización en todo el perfil respecto a temperatura ambiente, llegándose a encontrar diferencias entre SIRM a 77 K y a 293 K de hasta $10^{-2} \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$. A bajas temperaturas, por tanto, la magnetización está dominada, especialmente entre 50 y

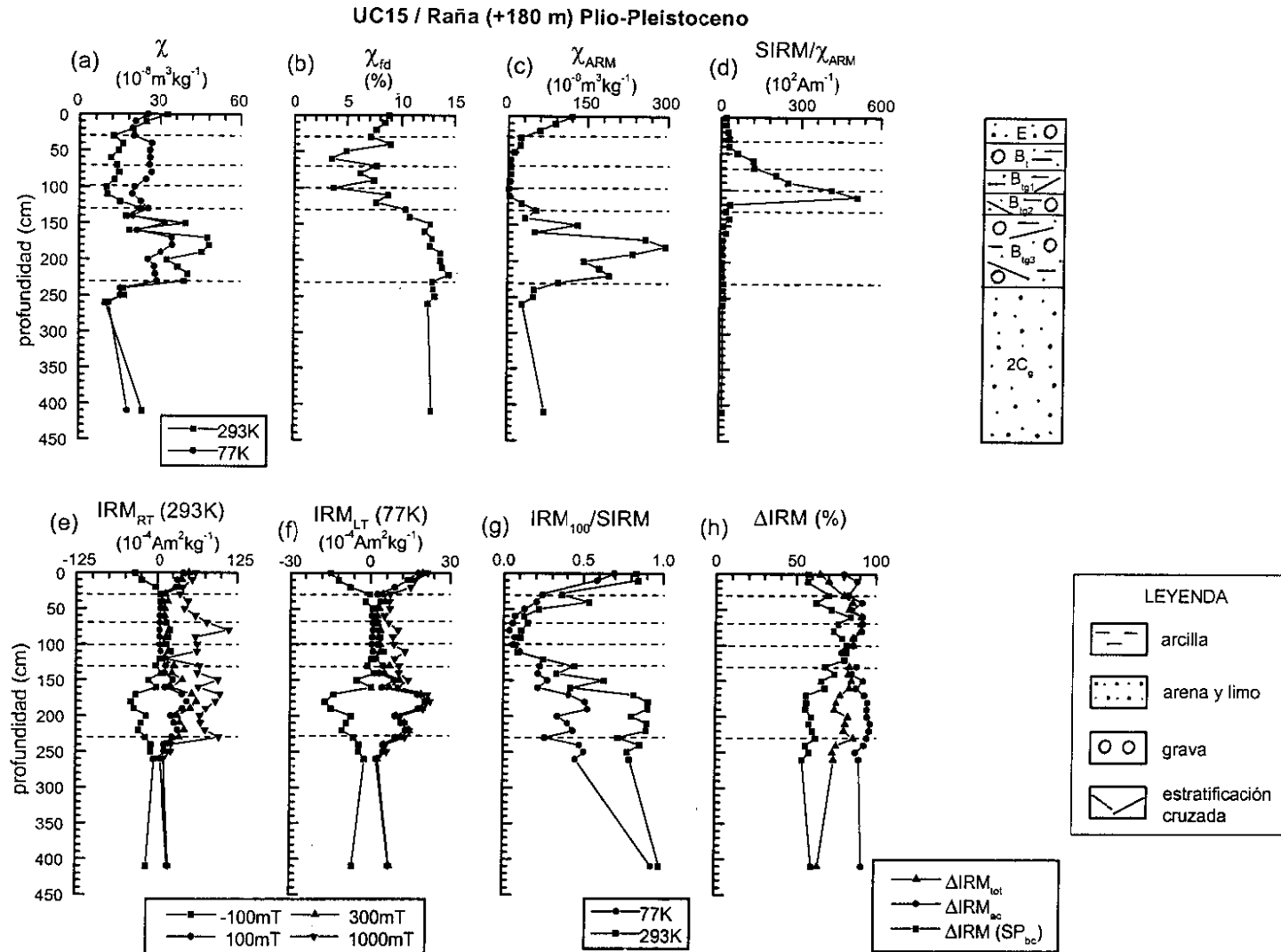


Fig. 5.40: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC15, raña o piedemonte, situada a + 180 m sobre el nivel actual del río Jarama (Plio – Pleistoceno). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

150 cm, por la contribución de minerales de alta coercitividad, fundamentalmente goetita. Esta elevada concentración de goetita puede deberse a que el suelo se encuentra parcialmente gleificado.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 5.40a), se observa que la relación entre la concentración de minerales paramagnéticos y minerales ferrimagnéticos SP, es menor en el horizonte superficial y en el horizonte B_{lg3} que en el resto del perfil. La elevada concentración de minerales antiferromagnéticos en el intervalo 50 – 110 cm provoca la disminución de los valores de c a temperatura ambiente.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos varía con la profundidad según se indica a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP próximos al límite SP/SD es máxima a partir de 200 cm de profundidad y hasta el final del perfil, con valores de χ_{fd} del orden de 13 – 14 % (Fig. 5.40b). Además, esta concentración es mínima entre 50 y 100 cm de profundidad, alcanzando χ_{fd} valores de hasta 4 %. En el horizonte de eluviación se obtienen valores de χ_{fd} entre 7 y 9.5 %.
- b) Las curvas de χ_{ARM} y $SIRM/\chi_{ARM}$, en la parte superior del suelo (0 – 20 cm), muestran que los minerales ferrimagnéticos en el rango SD poseen tamaño SD fino. En los horizontes con mayor concentración de minerales antiferromagnéticos a temperatura ambiente (50 – 110 cm), se observan valores anómalos de ambos parámetros, no siendo posible determinar si los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD. A partir de 170 cm y hasta el final del perfil se observa la presencia de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino, con valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ entre 800 y 1000 Am⁻¹.
- c) En todo el perfil, la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP, inferior al límite SP/SD, respecto a la concentración total de minerales ferrimagnéticos es elevada (Fig. 5.40h), siendo $\Delta IRM (SP_{bc}) > 50$ % en todo el perfil. En los primeros 10 cm del suelo y en el intervalo 170 – 410 cm esta relación es del orden de 60 %, sin embargo, en el intervalo comprendido entre 60 y 130 cm de profundidad, la concentración de dichos minerales alcanza valores máximos de hasta 85 %.

Los minerales antiferromagnéticos se encuentran en estado SD estable, fundamentalmente en el intervalo 30 – 170 cm, y probablemente también en estado SP. En la Fig. 5.40h, se observa que el parámetro ΔIRM_{ac} es elevada en todo el perfil, siendo menor dicha concentración en la parte superior del suelo (0 – 20 cm) y entre 70 y 130 cm. Para profundidades superiores a 170 cm es posible encontrar valores de ΔIRM_{ac} de hasta 95 %.

En la Fig. 5.41 se han representado tan sólo los horizontes en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos es máxima. En ella se puede observar que en el horizonte E existen grandes variaciones debido, probablemente a la presencia de minerales de alta coercitividad en las muestras correspondientes a la parte inferior de dicho horizonte Sin embargo, las muestras más superficiales

poseen una cierta concentración de minerales ferrimagnéticos cerca del límite SP/SD. Las muestras correspondientes al horizonte B_{tg3} (salvo las más superficiales en este horizonte) y las del horizonte $2C_g$, probablemente se encuentran en estado SD fino y SP cerca del límite SP/SD. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es mayor en las muestras más profundas del perfil.

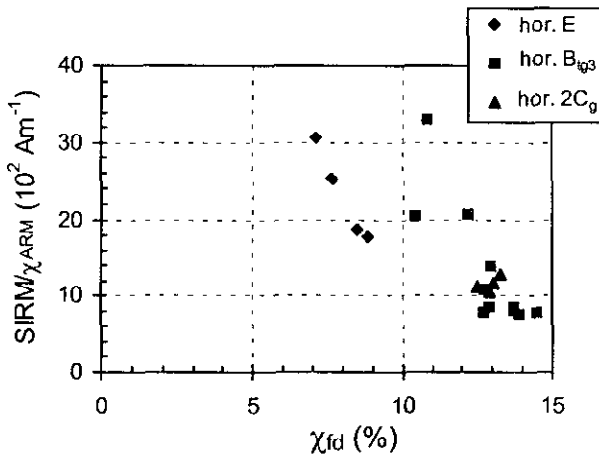


Fig. 5.41: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes a los horizontes E, B_{tg3} y $2C_g$ del perfil UC15, en los cuales se observa una menor concentración de minerales de alta coercitividad.

En la Fig. 5.42 se representan los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 20 y 50 cm de profundidad (horizontes E y B_t , respectivamente). Comparando las curvas, se observa que en ambos casos, los ciclos de histéresis corregidos por la fracción paramagnética, no se cierran hasta campos del orden de 0.8 T, indicando una mezcla entre minerales ferromagnéticos con coercitividades diferentes (magnetita/maghemita y goetita).

Conclusiones

En resumen, en este perfil se observa una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del suelo (0 – 20 cm), seguido de un fuerte aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos (probablemente goetita) y disminución de la concentración de minerales ferrimagnéticos. En la parte más profunda del suelo (170 – 250 cm) existe una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino y SP cerca del límite SP/SD. La concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP *fino* es elevada en todo el perfil.

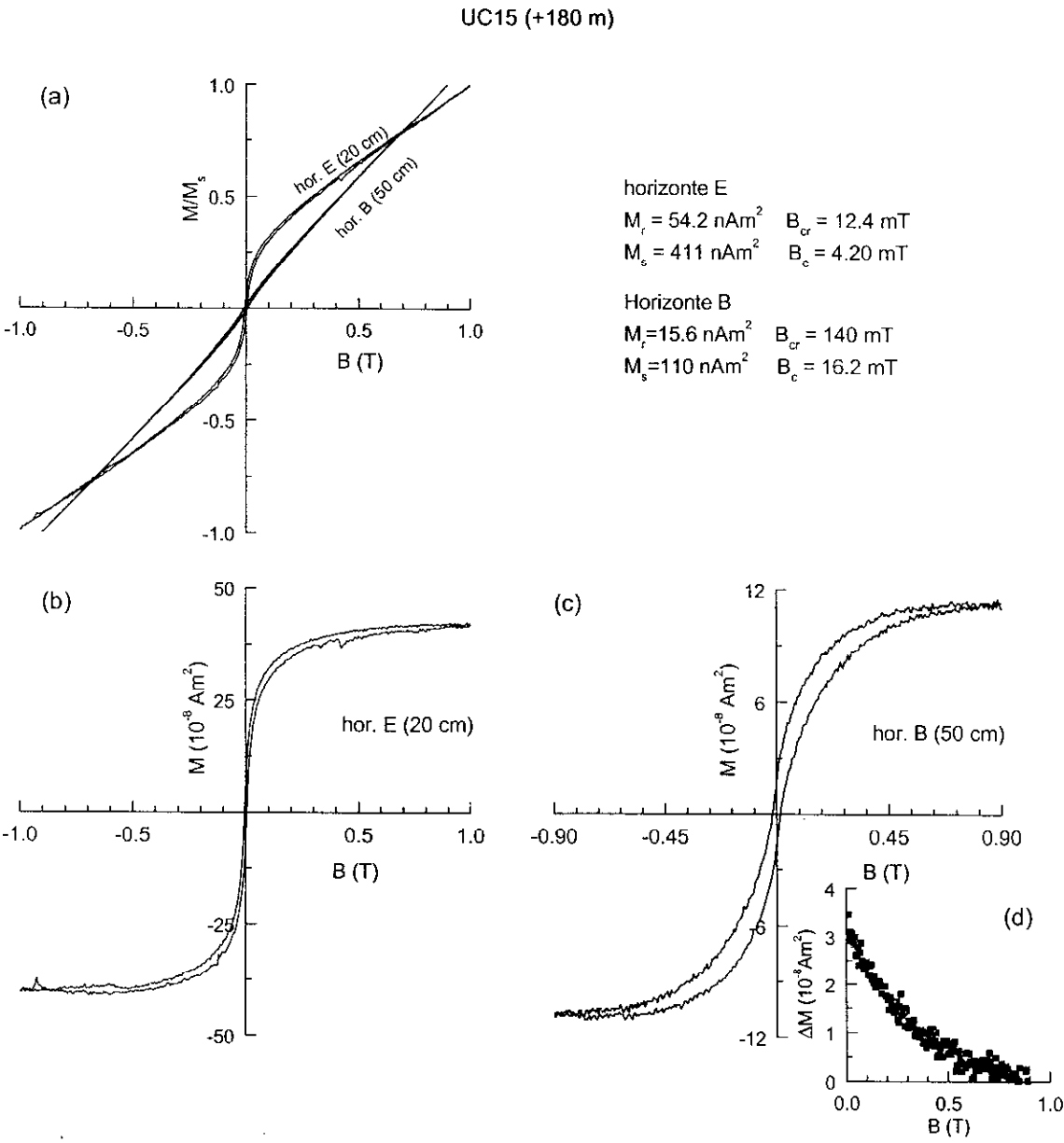


Fig. 5.42: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 50 cm de profundidad en el perfil UC15, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestra situada a 50 cm de profundidad.

b) análisis de los parámetros magnéticos del perfil UC18

Breve descripción litológica

Este perfil de suelo de la raña se encuentra más desarrollado que el perfil UC15, alcanzando profundidades de hasta 400 cm. Entre 380 y 400 cm de profundidad se encuentra un horizonte B_t de diferente litología que los horizontes B más superficiales. Este perfil consta de un horizonte de

eluviación A/E de 35 cm de espesor, seguido de un horizonte de transición A/B_{tg} hasta 57 cm de profundidad. A partir de ahí se observa el horizonte B_t, rico en arcillas, el cual presenta signos de gleificación hasta 155 cm de profundidad. A partir de 400 cm se observa el horizonte C_g, arcosa terciara, también gleificado.

Descripción de los parámetros magnéticos

El valor máximo de los parámetros magnéticos, tales como χ , χ_{ARM} e IRM a temperatura ambiente (Figs. 5.43a, c y j, respectivamente), se sitúa no en la superficie del suelo, sino a 40 cm de profundidad, coincidiendo con el límite superior del horizonte de transición. Este comportamiento se debe a una acumulación de minerales ferrimagnéticos a esa profundidad, lo cual puede explicarse bien porque el suelo haya sido utilizado para la agricultura y posteriormente removido, o bien que este horizonte se haya producido por aporte lateral. En cualquier caso, en la parte superficial del suelo (0 – 60 cm) existe una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos, a temperatura ambiente. A partir de 40 y hasta 120 cm la concentración de dichos minerales disminuye rápidamente con la profundidad, aumentando asimismo la concentración de minerales de alta coercitividad (Fig. 5.43k). Los valores de los parámetros χ e IRM_{RT}, desde esa profundidad y hasta 240 cm, no sufren importantes variaciones, mientras que χ_{ARM} aumenta con la profundidad. A partir de 240 cm se observa otro aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos, observándose la presencia, también, de una fracción de minerales de alta coercitividad. Las curvas correspondientes a los parámetros de histéresis, y su relación entre ellos (Figs. 5.43e – h), muestran también la presencia de minerales de alta coercitividad, especialmente en los horizontes iluviales.

Comparando las curvas de IRM e IRM₁₀₀/SIRM a 77 y 293 K y la contribución relativa de minerales en estado SP (Figs. 5.43i, j, k y l), se observa una importante concentración de minerales antiferromagnéticos, llegando a estar dominada la magnetización por dichos minerales en el intervalo 90 - 120 cm de profundidad. Tanto a temperatura ambiente como a baja temperatura, la coercitividad de las muestras aumenta progresivamente desde la superficie del suelo hasta 120 cm, para, a partir de ahí disminuir continuamente hasta la profundidad máxima de muestreo.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 5.43a), se observa como la proporción de minerales paramagnéticos respecto minerales ferrimagnéticos SP es menor en la parte superficial del suelo (0 – 60 cm) y en la parte inferior del perfil (270 – 340 cm), aunque en este último horizonte la proporción de ambos es casi similar.

Respecto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad, se puede indicar lo siguiente:

- a) La concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD (Fig. 5.43b) es muy elevada en todo el perfil, con valores del parámetro χ_{fd} superiores a 9 % en todo el suelo salvo en

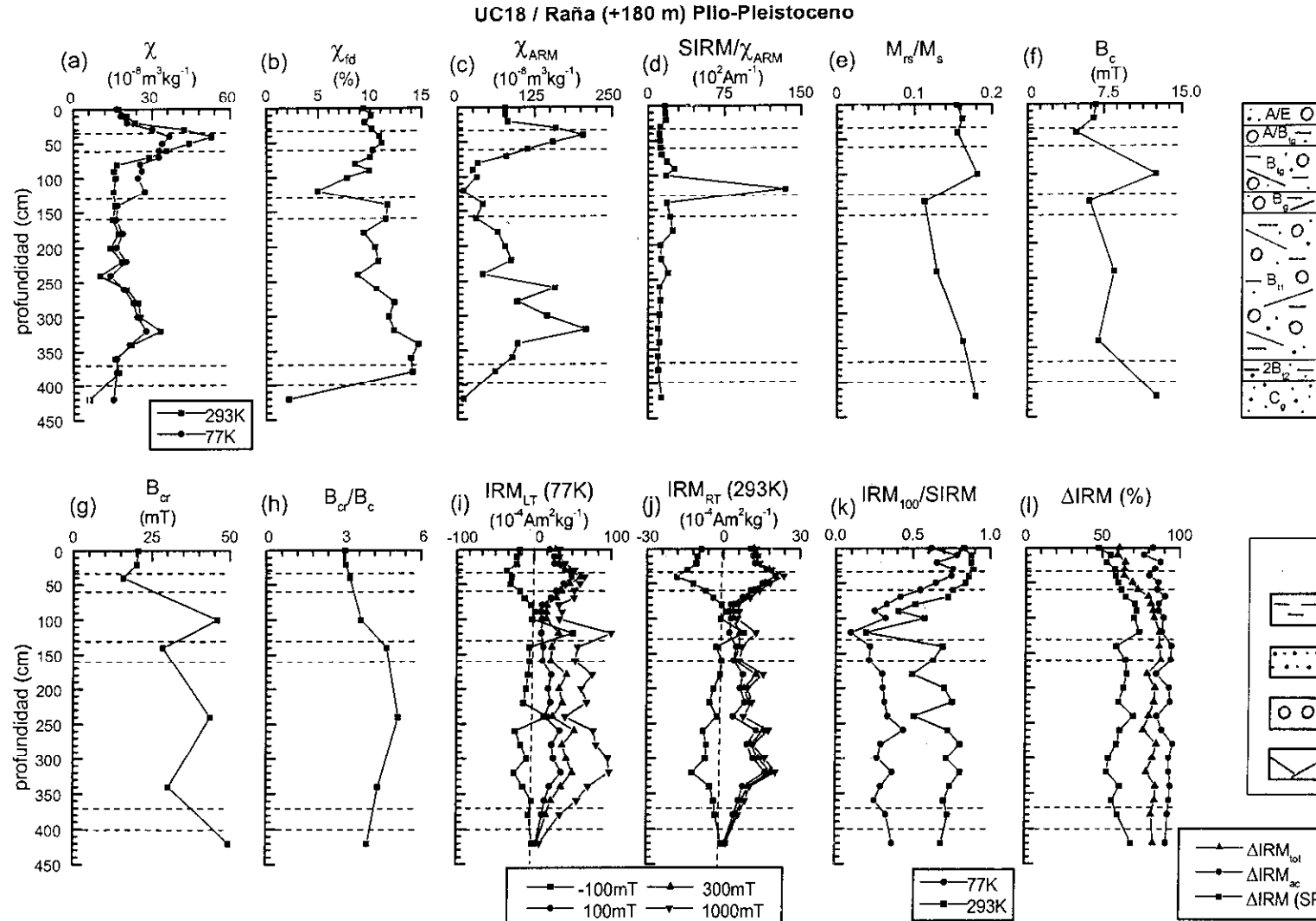


Fig. 5.43: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC18, raña o piedemonte, situada a + 180 m sobre el nivel actual del río Jarama (Plio - Pleistoceno). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_{s}) de 0.5 T.

el intervalo comprendido entre 100 y 120 cm de profundidad. En este perfil la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD aumenta con la profundidad.

- b) Las curvas de χ_{ARM} y $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ (Figs. 5.43d y 5.44), caracterizan la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD. Salvo entre 70 y 130 cm de profundidad (afectado fuertemente por la contribución de minerales de alta coercitividad), la casi totalidad de los valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ están situados por debajo de $20 \cdot 10^2$ A/m, indicando la presencia uniforme de minerales ferrimagnéticos en estado SD.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP lejos del límite SP/SD, respecto a la concentración total de minerales ferrimagnéticos indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 5.43l) aumenta progresivamente desde la superficie del suelo hasta 120 cm de profundidad, donde alcanza el valor máximo (del orden de 75 %). A partir de esa profundidad, este parámetro posee valores comprendidos entre 50 y 70 %.

En cuanto al estado magnético de los minerales de alta coercitividad, las curvas de IRM (Figs. 5.43j y k) muestran la presencia de minerales de alta coercitividad en estado SD, fundamentalmente entre 70 y 130 cm, aunque en los horizontes iluviales la magnetización a 293 K está dominada tanto por minerales de baja como de alta coercitividad. El parámetro $\Delta\text{IRM}_{\text{ac}}$ (Fig. 5.43l) en los horizontes iluviales posee valores comprendidos entre 85 y 95 % debido tanto a la contribución a la magnetización de goetita en estado SD (con aumento de la magnetización espontánea a 77 K), como a la presencia de minerales antiferromagnéticos en estado SP (goetita y quizás hematites).

En la Fig. 5.44 se representa la relación entre $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} , observándose que en los horizontes en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos es elevada (horizontes A/E, B₁₁ y 2B₂), estos se encuentran en estado SD fino y SP cerca del límite SP/SD.

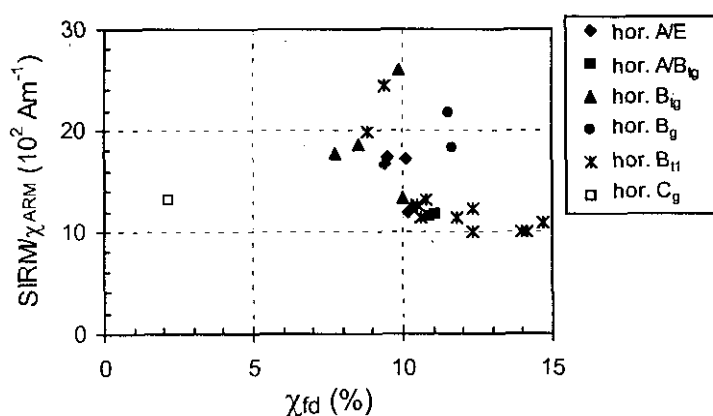


Fig. 5.44: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC18. El valor correspondiente a 120 cm no se ha representado, ya que la elevada concentración de minerales de alta coercitividad a dicha profundidad produce valores anómalos de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$.

En la Fig. 5.45 se representan para las muestras situadas a 40 y 140 cm de profundidad los ciclos de histéresis sin corregir y corregidos por la fracción paramagnética, así como la diferencia de magnetización entre el ciclo ascendente y descendente para $B > 0$ (ΔM). Se observa que la magnetización está dominada por minerales de baja coercitividad y, probablemente, contribuye

también a la magnetización una fracción pequeña de minerales de alta coercitividad, o quizás de minerales de baja coercitividad pero en estado SP. ΔM en ambos casos se anula para campos superiores a 0.5 T, por lo que probablemente estos ciclos de histéresis con pequeño constreñimiento deban su comportamiento a mezclas de minerales ferromagnéticos de diferentes coercitividades.

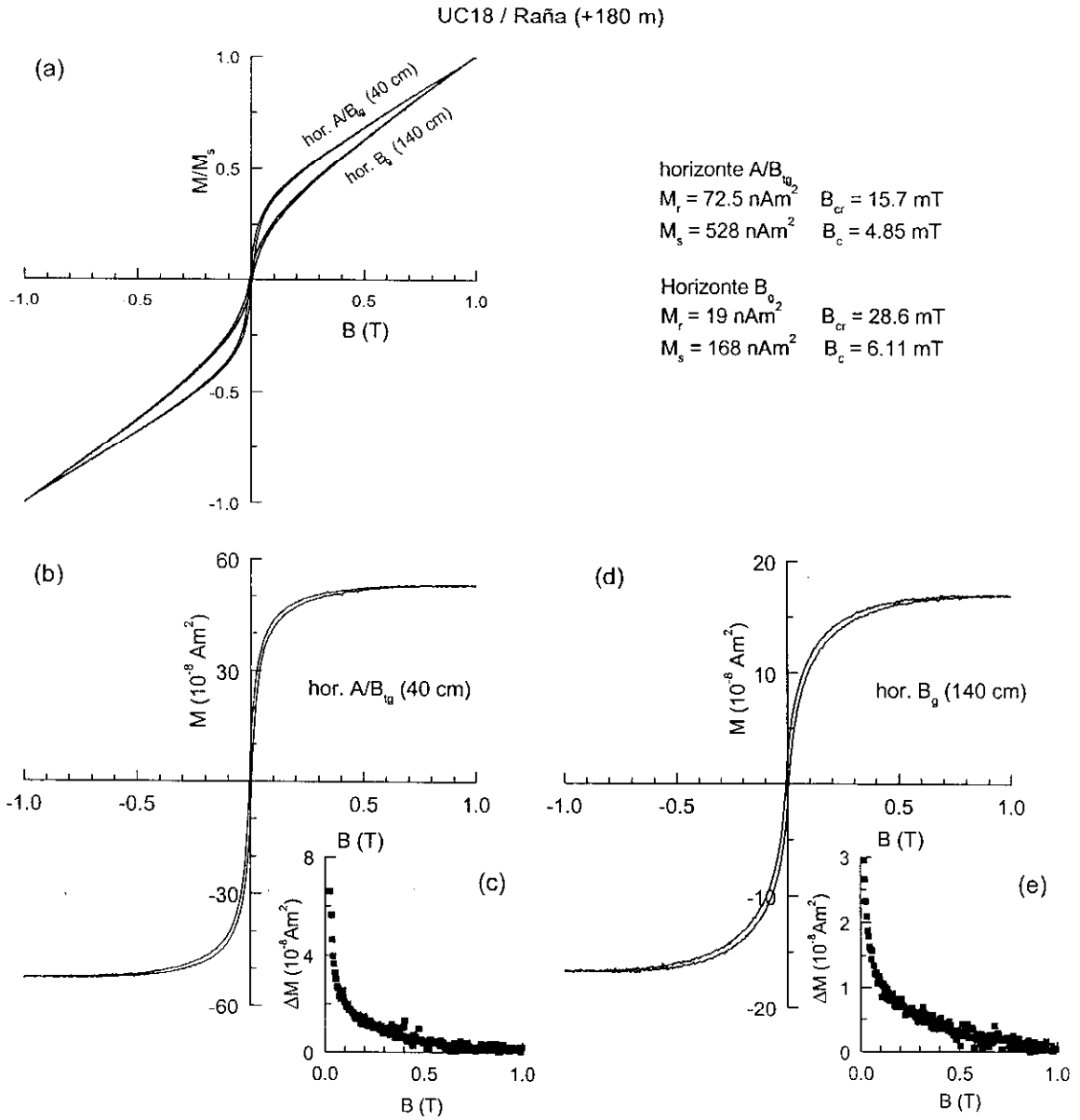


Fig. 5.45: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 40 y 140 cm de profundidad en el perfil UC18, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (d) corregidos por dicha fracción. (c) y (e) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestras situada a 40 y 140 cm de profundidad, respectivamente.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por un horizonte superficial con elevada concentración de minerales ferrimagnéticos, seguido de una disminución rápida de dicha concentración con la profundidad. A partir de 250 cm y hasta el final del perfil se observa concentración elevada de dichos minerales ferrimagnéticos en estado SD fino y SP cerca del límite SP/SD. La concentración de minerales de alta coercitividad en estado SD es muy importante en el intervalo comprendido entre 70 y 130 cm.

5.1.9.- PIEDEMONTE DE LA RAÑA DE + 210 m (MATARRUBIA) (perfil UC17)

Este nivel de la Raña, diferente a los descritos anteriormente, tiene una altura sobre el nivel actual del río de +210 m. Su edad podría representar el límite convencional Neógeno – Cuaternario (Plio-Pleistoceno), aunque es posible una fecha más antigua, alrededor de 2 M.a. (Pérez-González, 1982).

Breve descripción litológica

En este nivel se ha muestreado el **perfil UC17**. Este suelo consta de horizonte superficial A, con un espesor de 40 cm, seguido por una secuencia de horizontes de iluviación, con acumulación de arcillas y parcialmente gleificados, B_{lg}, desde 40 hasta 190 cm de profundidad. Entre dicha profundidad y hasta 270 cm desaparecen los signos de gleificación del horizonte B_l. Bajo este horizonte se observa otro horizonte B de litología diferente a la anterior (2B_{ld}).

Descripción de los parámetros magnéticos

Los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 5.46a, c y j), muestran el comportamiento típico encontrado en la mayoría de los perfiles de suelos estudiados, con aumento de los valores de dichos parámetros en la parte superior del perfil (0 – 30 cm) y disminución brusca entre 30 y 40 cm de profundidad. A partir de ahí, la variación de los parámetros magnéticos respecto a la profundidad de muestreo es pequeña hasta 170 cm. En el intervalo 170 - 270 cm, los valores de χ y χ_{ARM} aumentan lentamente con la profundidad, mientras que los de IRM_{RT} muestran un comportamiento más irregular, con máximos (200 y 230 cm) y mínimos (220 y 250 cm). Observando el comportamiento de dichas curvas, junto con la curva $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 5.46k), se puede señalar que en el horizonte superficial los valores de los parámetros magnéticos están dominados por una alta

UC17 / Raña (+210 m) Plio-Pleistoceno

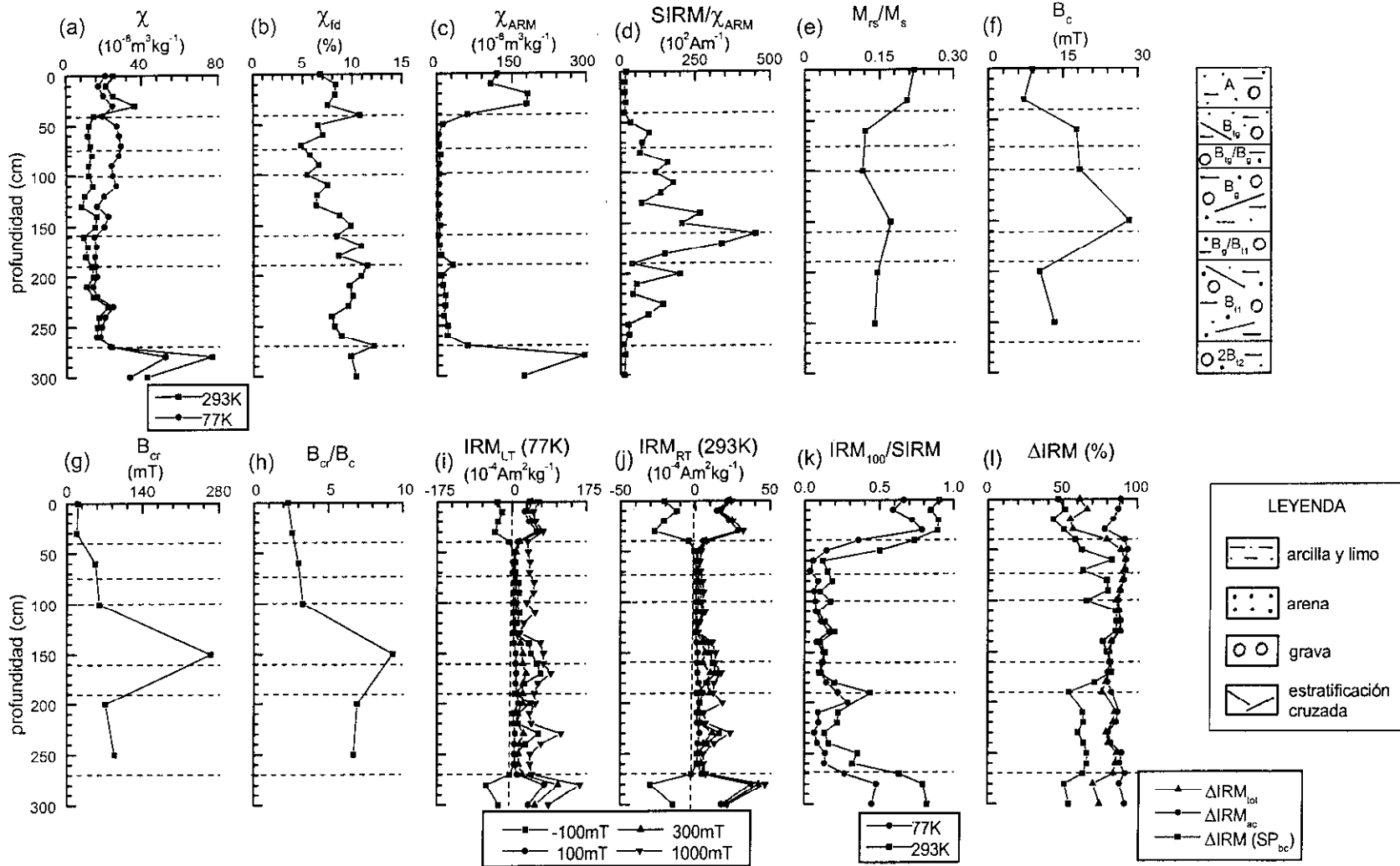


Fig. 5.46: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil UC17, raña o piedemonte, situada a + 210 m sobre el nivel actual del río Jarama (Plio – Pleistoceno). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD. Entre 50 y 260 cm de profundidad, la respuesta magnética de las muestras está prácticamente dominada por minerales de alta coercitividad tanto a temperatura ambiente como a 77 K (Figs. 5.46i, j, k). De los perfiles estudiados en este sistema de terrazas, este es el único en el que los minerales de alta coercitividad en estado SD dominan la magnetización en casi todo el horizonte B. En los perfiles correspondientes a los otros niveles de la Raña (UC15 y UC18) se ha observado una alta concentración de minerales de alta coercitividad en estado SD, pero no en más de un horizonte de 120 cm de espesor (ver Figs. 5.40g y 5.43k).

Los valores de χ a 293 K, en el horizonte B, son inferiores a los medidos a 77 K (Fig. 5.46a) indicando, probablemente, la contribución relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es mayor en el horizonte B que en el horizonte más superficial (A).

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos en este suelo es el siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP/SD indicada por los valores del parámetro χ_{fd} (Fig. 5.46b) es mayor a partir de 150 cm de profundidad, que entre 0 y 150 cm, intervalo en el que los valores de χ_{fd} oscilan entre 5 y 10 %. A 200 cm de profundidad se observa el máximo en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD.
- b) Sólo es posible determinar el estado SD de los minerales ferrimagnéticos en el horizonte eluvial ya que la presencia de minerales de alta coercitividad en estado SD oscurece la información proporcionada por χ_{ARM} y $SIRM/\chi_{ARM}$. En el horizonte A, la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ oscila entre 10 y $20 \cdot 10^2$ A/m (ver también Fig. 5.47), valores típicos para granos estables SD.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en estado SP, lejos del límite SP/SD, respecto a la concentración total de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad, indicado por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (ver Fig. 5.46l), aumenta entre la superficie del suelo y 110 cm de profundidad, desde valores del 45 % hasta valores del 87 %. A partir de 170 cm vuelve a disminuir la concentración relativa de dichos minerales hasta el final del perfil. Por tanto, en el horizonte eluvial la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es menor que en el resto del perfil.

Los minerales de alta coercitividad dominan la magnetización, prácticamente, en todo el horizonte eluvial. Estos minerales se encuentran tanto en estado SD como probablemente en estado SP. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.46l) posee valores superiores en los horizontes B que en el horizonte A, debido a la elevada concentración de minerales antiferromagnéticos (goetita) en los horizontes más profundos y que aumenta el valor de la magnetización espontánea a 77 K.

La relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} se representa en la Fig. 5.47 para las muestras situadas en el horizonte A y $2B_{L2}$, dado que son estos los únicos que poseen una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos. Se observa una tendencia lineal, con aumento de disminución de $SIRM/\chi_{ARM}$ cuando χ_{fd} aumenta. En general, los minerales ferrimagnéticos de estas muestras se

encuentran en estado SD fino. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es mayor en el horizonte 2B₁₂ que en el horizonte A.

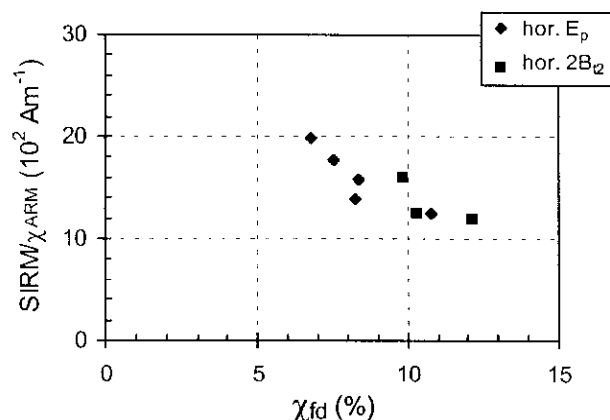


Fig. 5.47: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil UC17. Se han representado los valores correspondientes a los horizontes E_p y 2B₁₂ en los cuales la concentración de minerales de alta coercitividad es mínima.

Las curvas de adquisición de IRM aplicando el campo a 293 K y midiendo la magnetización a 293 y 77 K para las muestras situadas a 30 y 200 cm de profundidad se representan en las Figuras 5.48a, b. En la Fig. 5.48a la respuesta magnética de la muestra está dominada, fundamentalmente, por la presencia de minerales ferrimagnéticos. Sin embargo, se observa un ligero aumento en el valor de la magnetización medida a baja temperatura, quizás por una pequeña contribución de goetita. En cambio, la Fig. 5.48b la respuesta magnética está dominada a temperatura ambiente por la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD. Al disminuir la temperatura se observa un aumento de la coercitividad, así como de los valores de magnetización debido a la presencia de goetita. En el caso de la muestra situada a 30 cm, cuando el campo se aplica a 293 y 77 K y se mide la respuesta magnética a dichas temperaturas (Fig. 5.48c) se observa un fuerte aumento en la intensidad de IRM a 77 K, debido fundamentalmente a la presencia de minerales ferrimagnéticos en estado SP (aumento del valor de la IRM para campos del orden de 100-200 mT) y que no contribuyen en el valor de dicho parámetro a temperatura ambiente. La magnetización medida a 77 K muestra una ligera contribución de minerales antiferromagnéticos. En el caso de la muestra situada a 200 cm, tanto a temperatura ambiente como a baja temperatura los valores de IRM están dominados por elevada contribución de goetita. Se observa, además, una pequeña contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP.

El ciclo de histéresis para la muestra situada en el horizonte A después de la corrección por la fracción paramagnética muestra constreñimiento para campos pequeños, indicando la existencia de una fracción de minerales antiferromagnéticos. Además, la curva ΔM posee valores superiores a cero hasta campos del orden de 0.6 T. Los ciclos de histéresis y las curvas de ΔM para la muestra situada a 150 cm de profundidad muestran que la respuesta magnética está dominada por la contribución de minerales antiferromagnéticos (Figs. 5.49a, d, e).

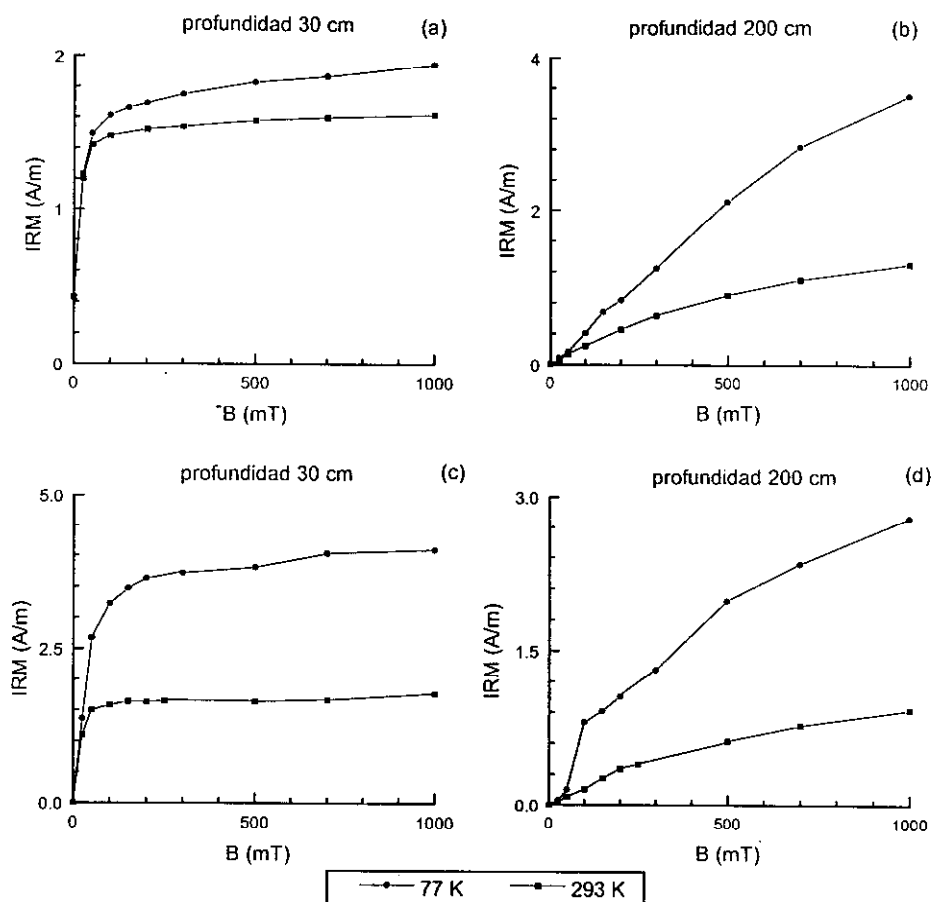


Fig.5.48: (a) Curvas de adquisición de IRM para las muestra situadas a 30 cm y 200 cm de profundidad (a), (b) aplicando el campo a temperatura ambiente (293 K) y midiendo la magnetización a 293 y 77 K; (c), (d) aplicando el campo a diferentes temperaturas (293 y 77 K) y midiendo la magnetización a dichas temperaturas.

Conclusiones

Este perfil se caracteriza por un horizonte superficial en el que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es máxima y un horizonte inferior de, al menos, 200 cm de espesor con concentración muy elevada de minerales antiferromagnéticos (goetita y quizás también hematites). La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD aumenta con la profundidad, mientras que la concentración de dichos minerales en estado SP fino es máxima en el intervalo 110–170 cm.

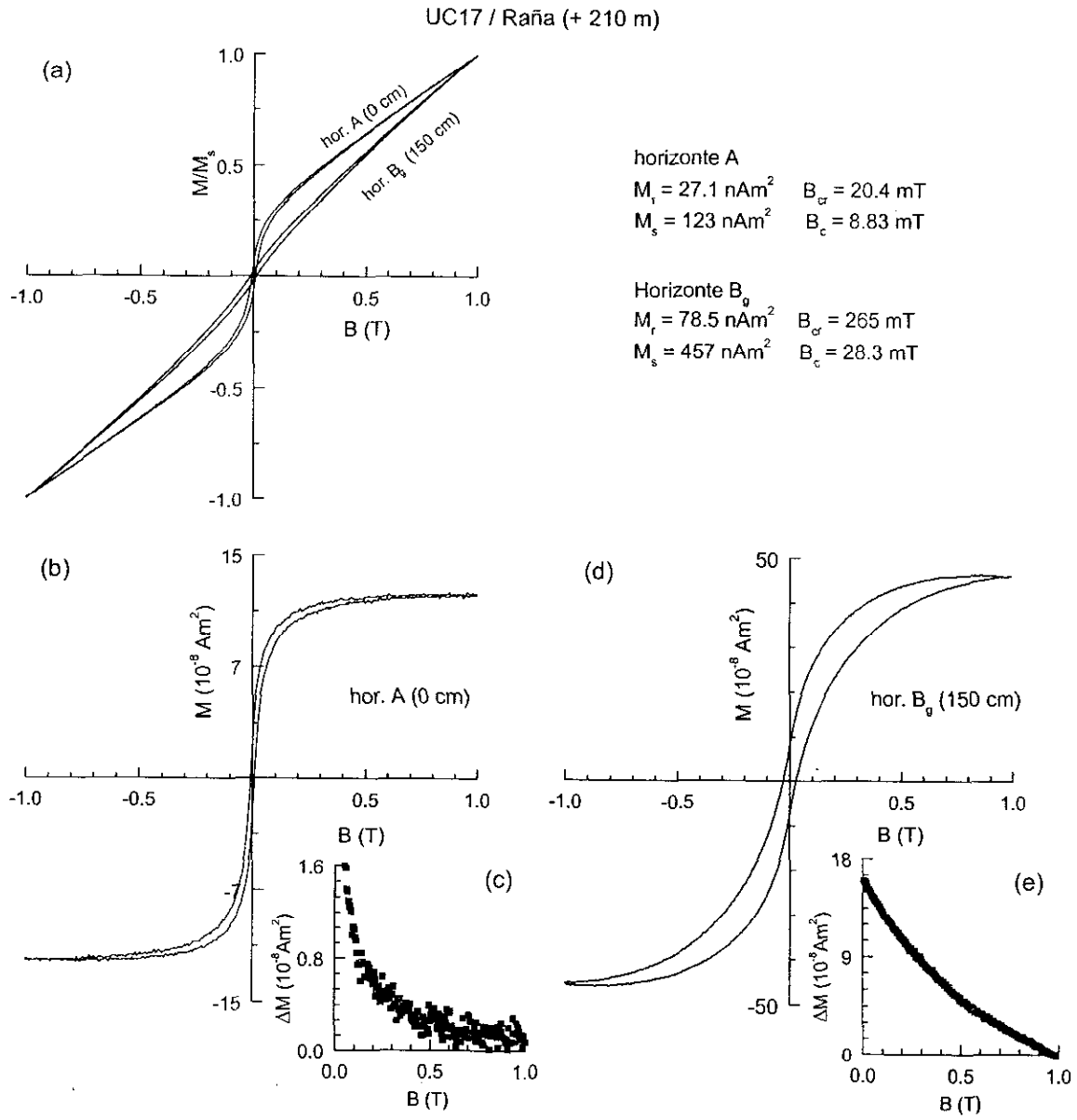


Fig. 5.49: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 0 y 150 cm de profundidad en el perfil UC17, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (d) corregidos por dicha fracción. (c) y (e) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestras situadas a 0 y 150 cm de profundidad, respectivamente.

5.2.- EXPERIMENTOS TERMOMAGNÉTICOS

Los experimentos termomagnéticos llevados a cabo han consistido en la desimanación térmica de la IRM y en la medida de la susceptibilidad y de la magnetización de saturación con la temperatura. La interpretación de las curvas termomagnéticas a altas temperaturas es difícil de realizar debido a las transformaciones, durante el calentamiento, de las diferentes fases de los óxidos de hierro y de los minerales de arcilla ricos en hierro, bajo condiciones reductoras originadas muchas veces por la combustión de la materia orgánica presente en dichas muestras. Los resultados obtenidos para el conjunto de los perfiles correspondientes al sistema de terrazas del río Jarama, son los que se indican a continuación:

a) Desimanación térmica de la IRM

Algunas muestras piloto en las que observó diferente comportamiento magnético fueron sometidas a la adquisición de dos componentes ortogonales de IRM bajo campos de 1 T y 0.15 T, respectivamente. Posteriormente se desimanan térmicamente las muestras y se representa el comportamiento de la IRM con la temperatura para cada componente de forma separada, siguiendo el método propuesto por Lowrie (1990) (Fig. 5.50). Este tratamiento permite asociar coercitividades y temperaturas de desbloqueo de modo que se pueden estudiar por separado los espectros de temperaturas de las fracciones de alta y baja coercitividad. El comportamiento térmico de las muestras representadas en las Figs. 5.50a y b indica que la concentración de minerales de baja coercitividad es mucho más elevada que la concentración de minerales de alta coercitividad. En ambas muestras, la componente de baja coercitividad indica la presencia de magnetita, con máxima temperatura de desbloqueo de 550 °C. La curva correspondiente a la muestra UC10 (10 cm) (Fig. 5.50a) posee un cambio de pendiente entre 300 y 350 °C indicando la presencia también de maghemita. En estas muestras la fase de alta coercitividad se desimana completamente a temperaturas de 650 y 600 °C para las muestras UC10 (10 cm) y UC17 (30 cm), respectivamente. La desimanación térmica de la IRM para las muestras representadas en las Figs. 5.50c y d, indica que la concentración de minerales de alta coercitividad es más elevada que la de la fracción de baja coercitividad. En ambos casos se observa una fuerte disminución del valor de la IRM por temperaturas del orden de 50 °C, indicando la presencia de goetita de tamaño de grano muy fino, o bien a posibles sustituciones en la red, cuya temperatura de desbloqueo es inferior a 50 °C. Para valores de temperatura superiores a esta, el comportamiento observado puede indicar la presencia de hematites, quizás de tamaño de grano muy fino, aunque no se tienen evidencias suficientes para asegurarlo.

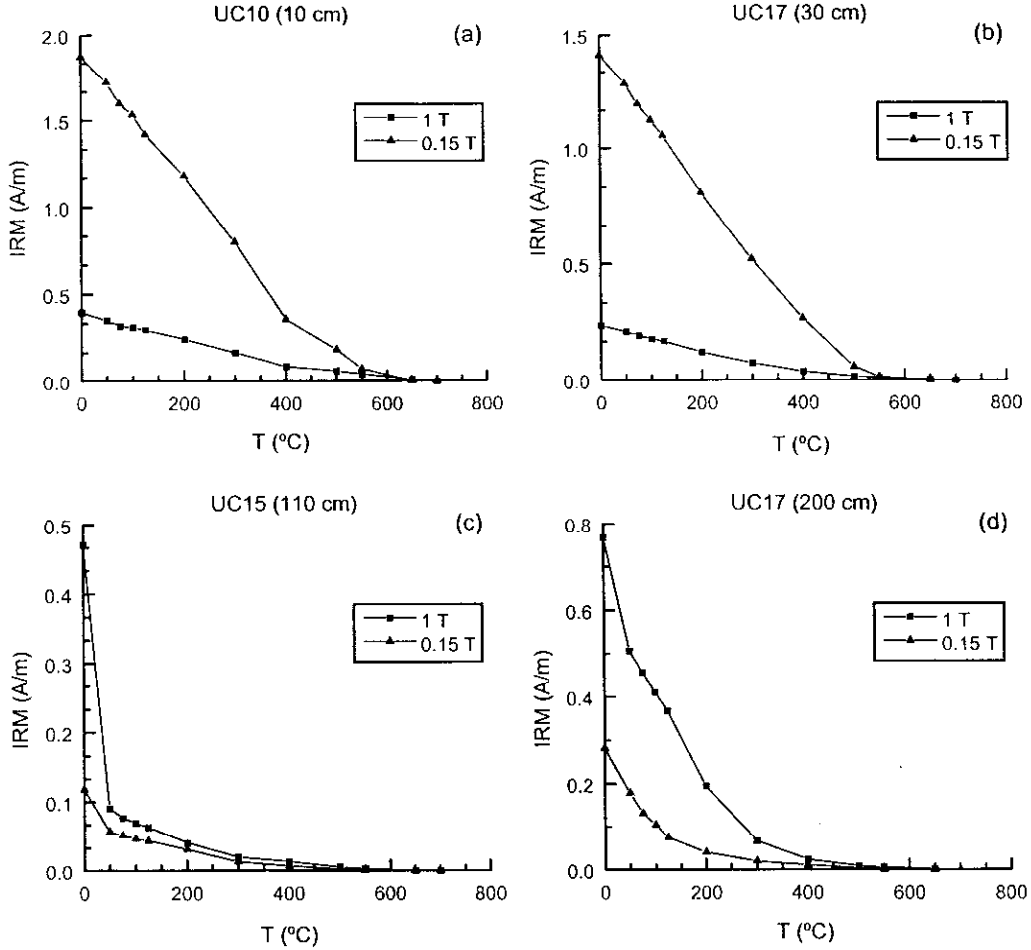


Fig. 5.50: Curvas de desimanación térmica de dos componentes ortogonales de IRM producidas al aplicar un campo de 1 T y posteriormente de 0.15 T según ejes perpendiculares.

b) Medida continua de la susceptibilidad con la temperatura desde 77 K hasta 293 K (-196 - 20 °C)

El análisis de χ a bajas temperaturas (77 - 293 K) se realizó siguiendo Schultz-Krutisch y Heller (1985), Radhakrishnamurty (1993) y Richter y van der Pluijm (1994). La susceptibilidad de los minerales paramagnéticos es función de la temperatura (ley de Curie-Weiss). Para los minerales antiferromagnéticos, diamagnéticos y la mayoría de los ferrimagnéticos, la susceptibilidad es independiente de la temperatura en el rango indicado (77 - 293 K). Por tanto, este tipo de medidas permiten identificar si la muestra es completamente paramagnética, diamagnética o ferrimagnética, o contiene una mezcla de estos grupos. Sin embargo, este tipo de análisis en muestras naturales de suelos no es tan sencillo ya que, tal y como se ha visto en los perfiles de suelos, los minerales ferrimagnéticos en estado SP (cuyo valor de χ disminuye con la temperatura en el rango 77 - 293 K) están presentes en concentraciones muy elevadas en todo el perfil. Por tanto, debido al extenso rango de estados magnéticos de granos ferrimagnéticos y a la diversidad de minerales ferromagnéticos

presentes en los suelos, no es posible realizar un análisis cuantitativo, tan solo cualitativo, de la contribución de minerales paramagnéticos.

Este análisis se ha realizado para los perfiles de todas las terrazas, excepto en la terraza de + 90 m (Uceda). En la Figura 5.51 se muestran para los perfiles UC10 (terrazza de +8 – 10 m), UC12 (terrazza de + 32 m) y UC15 (Raña, + 180 m) las curvas de la inversa de la susceptibilidad normalizada por el valor a temperatura ambiente (χ_{293}/χ) frente a la temperatura.

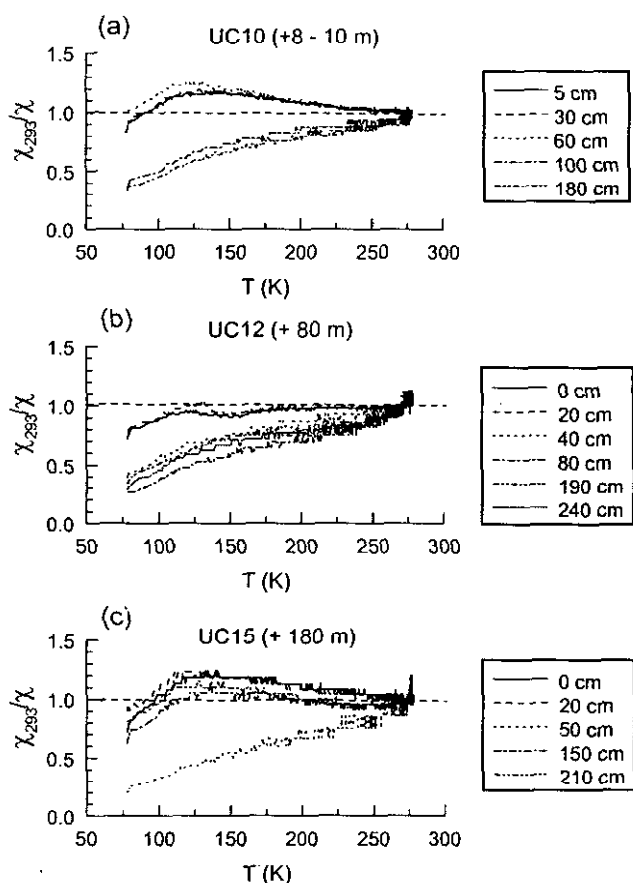


Fig. 5.51: Variación de la inversa de la susceptibilidad normalizada por el valor a temperatura ambiente (χ_{293}/χ) en función de la temperatura en el intervalo 77 - 293 K para muestras situadas a diferentes profundidades en los perfiles (a) UC10, (b) UC12 y (c) UC15.

Las muestras correspondientes a los horizontes del suelo en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos es elevada, poseen todas ellas un máximo de χ_{293}/χ para temperaturas comprendidas entre 125 y 130 K. Solamente en las muestras más superficiales del perfil UC12 (0 y 20 cm) es posible observar un mínimo para temperaturas comprendidas entre 135 y 140 K, el cual podría estar asociado con la transición Verwey de la magnetita. Las muestras correspondientes a los horizontes B, en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos ha disminuido y la concentración relativa de minerales paramagnéticos ha aumentado, presentan una tendencia más o menos lineal entre 150 y 250 K, con pendiente positiva, cuyo valor dependerá de la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos. El aumento de χ_{293}/χ en el tramo inicial de las curvas (77 y 100 K aproximadamente) se debe a la contribución de minerales paramagnéticos. En las

muestras situadas a 150 y 210 cm del perfil UC15 se observa la contribución de minerales ferrimagnéticos, ya que dichas muestras están situadas, como ya se indicó en la descripción del perfil, en un horizonte con un alto contenido en óxidos de hierro.

c) *Medida continua de la susceptibilidad con la temperatura en el intervalo 20 - 700 °C*

Las medidas de χ (T) desde 20 hasta 700 °C (Fig. 5.52) no fueron realizadas en vacío, por lo que en el calentamiento y posterior enfriamiento se han favorecido los procesos de oxidación - reducción, y por tanto, la creación de nuevos minerales.

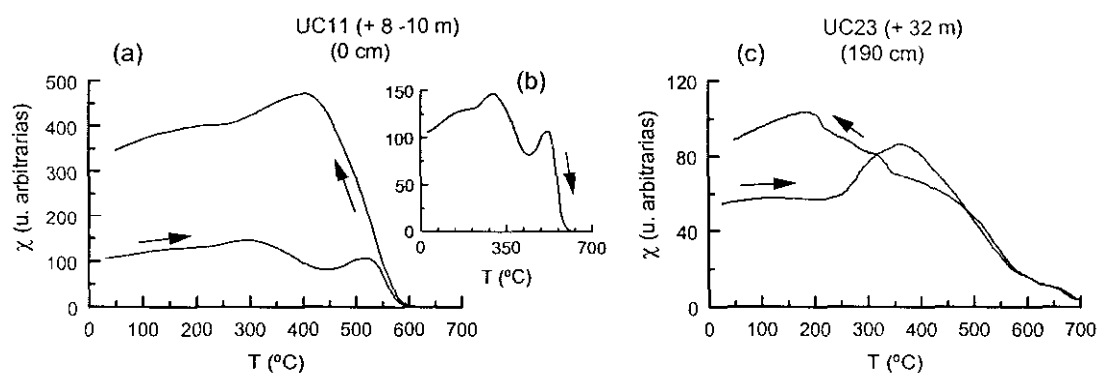


Fig. 5.52: Curvas de variación de la susceptibilidad (χ) en función de la temperatura en el intervalo 20 – 700 °C durante los ciclos de calentamiento y enfriamiento para las muestras situadas en (a) y (b) perfil UC11 (0 cm de profundidad) y (c) perfil UC23 (190 cm de profundidad). (b) Ciclo de calentamiento detallado para la muestra correspondiente al perfil UC11.

En la mayoría de las muestras se ha observado la creación, durante el calentamiento, de una gran cantidad de magnetita, caracterizada por aumento muy rápido de la χ durante el enfriamiento para temperaturas del orden de 550 °C, además, la curva de enfriamiento posee valores de χ mucho más elevados que la del proceso de calentamiento (Fig. 5.52a). La curva de calentamiento muestra un aumento de χ desde el comienzo del calentamiento de la muestra. A 400 °C se observa una caída rápida de χ indicando la desaparición o transformación de una fase mineralógica (maghemita?). A partir de 475 °C, aumenta χ hasta alcanzar un máximo a 500 °C a partir del cual χ cae rápidamente, de manera que a 575 °C el valor de χ es aproximadamente cero. Este comportamiento se debe por una parte al “efecto Hopkinson” para la magnetita que produce picos muy intensos en χ y, por otra parte, se puede deber también a la creación de magnetita a partir de minerales de arcilla. El aumento de los valores de χ como consecuencia del efecto Hopkinson se debe a que para temperaturas próximas a la temperatura de Curie prácticamente todos los minerales son SP y la χ superparamagnética de granos SD por encima de sus temperaturas de bloqueo es de dos órdenes de magnitud mayor que los mismos cuando se encuentran en estado bloqueado. El valor máximo de χ observado a 500 °C es más intenso

dependiendo de la concentración inicial de magnetita, siendo este comportamiento característico para las muestras situadas en horizontes con una alta concentración de minerales ferrimagnéticos, fundamentalmente en el horizonte más superficial del suelo.

En la Fig. 5.52b, se representa las curvas de $\chi(T)$ para una muestra en la que χ no desaparece completamente hasta 675 °C. En este caso, entre 475 y 675 °C las curvas de calentamiento y de enfriamiento siguen el mismo camino. En este tipo de curvas al calentar se produce en todas ellas un aumento brusco de χ entre 250 y 275 °C, hasta 375 – 400 °C, temperatura a partir de la cual se produce una disminución continua de χ , observándose un cambio de pendiente a aproximadamente 575 °C (debido a la magnetita), y en algunos casos, la desaparición total de χ a más de 650 °C. El aumento de χ a 250 – 275 °C podría explicarse quizás como una transformación de lepidocrocita a maghemita, y la disminución de χ a 400 °C, como la transformación de maghemita a hematites o bien, destrucción de magnetita de un espectro amplio de tamaños de grano y gran cantidad de impurezas. La característica común a las muestras en las que se observa dicho comportamiento es la forma de los ciclos de histéresis, presentando todas ellas ciclos de histéresis con un mayor o menor grado de estrechamiento para campos bajos (según la concentración de minerales de alta coercitividad).

d) Medida continua de la magnetización de saturación con la temperatura en el intervalo 20 - 700 °C

Los análisis de temperatura de Curie se realizaron en aire y sin realizar una separación magnética previa. Debido a que la concentración de minerales paramagnéticos es muy elevada en todas las muestras de los suelos, especialmente en las correspondientes al horizonte de iluviación B, este experimento tan solo pudo realizarse en algunos casos, en los que la concentración de minerales ferrimagnéticos respecto a la de los paramagnéticos era muy elevada. En la Fig. 5.53 se muestran las curvas características de magnetización de saturación con la temperatura, pudiéndose identificar la fracción magnética total, ferromagnética y paramagnética. A partir de las curvas de magnetización de saturación correspondientes a la muestra UC10 (60 cm) (Fig. 5.53a) se pudo identificar una elevada concentración de minerales paramagnéticos. Por otra parte, en ambas muestras se observa una fase simple, con temperaturas de Curie de 575 – 600 °C, característica de la magnetita. Para la muestra UC11 (0 cm) (Fig. 5.53b), los valores de la magnetización son superiores en la curva de enfriamiento que en la de calentamiento, indicando la creación de una elevada concentración de magnetita durante el calentamiento.

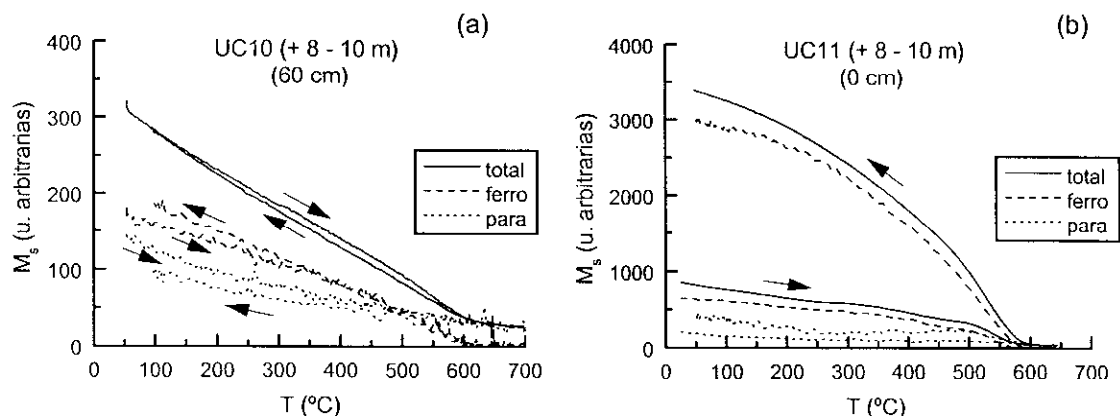


Fig. 5.53: Magnetización de saturación (M_s) en función de la temperatura en el intervalo 20 – 700 °C durante el ciclo de calentamiento - enfriamiento para las muestras situadas en (a) perfil UC10 (60 cm de profundidad) y (c) perfil UC11 (0 cm de profundidad).

5.3.- DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

5.3.1.- ANÁLISIS DE LOS CICLOS DE HISTÉRESIS

La contribución de minerales paramagnéticos, dada por la pendiente a altos campos cuando el ciclo de histéresis está completamente cerrado, es superior en las muestras correspondientes al horizonte B, que en las correspondientes a los horizontes A y/o E. Tras la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos, se han encontrado diferentes tipos de ciclos de histéresis característicos:

1.- **Tipo I:** ciclos de histéresis no constreñidos, bien cerrados en campos inferiores a 0.5 T, sin presencia observable de minerales de alta coercitividad y en los que dependiendo del estado magnético de los minerales de baja coercitividad dominantes (magnetita/maghemita), son más o menos estrechos para campos pequeños (Fig. 5.54a). Este tipo de ciclos se observa, principalmente, en las terrazas más jóvenes para los horizontes superficiales de aumento de los parámetros magnéticos y en aquellos horizontes en los que haya mayor concentración de minerales ferrimagnéticos. Corresponden a este tipo de ciclos los mostrados en las siguientes figuras: Fig. 5.5 (UC0, horizontes A y C), Fig. 5.9 (UC10, horizonte A), Fig. 5.18 (UC11, horizontes A y B), Fig. 5.17 (UC13, horizontes A y B₂), Fig. 5.21 (UC12, horizontes A y B_{1gk1}), Fig. 5.25 (UC23, horizonte A) y Fig. 5.29 (UC21, horizonte A). En algunos casos, como UC0 (horizonte A), UC13 (horizonte B₂) y UC21 (horizonte A), el comportamiento de los ciclos no está completamente claro, ya que estos cierran para campos próximos a 0.4 T.

2.- **Tipo II:** se trata de ciclos de histéresis algo constreñidos, es decir, con pequeño estrechamiento para campos pequeños, y que, en general, se cierran a campos próximos a 0.5 T (Fig. 5.54b). Esta forma de los ciclos de histéresis se debe, probablemente, a una mezcla de dos fases mineralógicas con coercitividades diferentes, aunque la concentración de minerales de alta coercitividad es baja. También es posible que, además exista mezcla de minerales ferrimagnéticos en diferentes estados magnéticos (SP + SD). Las muestras con este comportamiento presentan coercitividades remanentes bajas y las curvas de ΔM no presentan cambios apreciables en la pendiente, aunque este parámetro se anula para campos próximos a 0.5 T. A este tipo de ciclos corresponden los mostrados en las siguientes figuras: Fig. 5.25 (UC23, horizonte B), Fig. 5.34 (UC16, horizonte A), Fig. 5.37 (UC19, horizontes A y B),

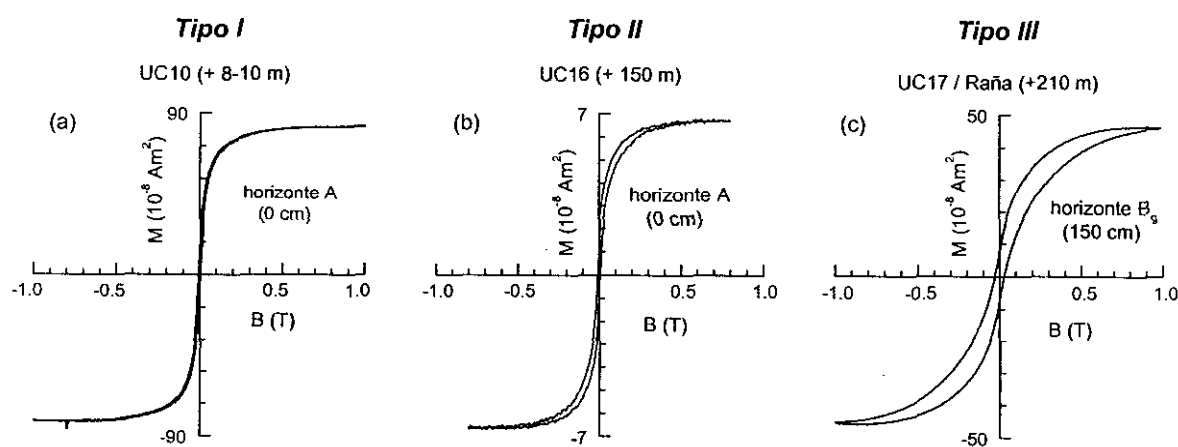


Fig. 5.41 (UC15, horizonte E), Fig. 5.45 (UC18, horizontes A y B), Fig. 5.49 (UC17, horizonte A).

Fig. 5.54: Tipos de ciclos de histéresis característicos de las muestras de suelos para el sistema de terrazas del río Jarama. (a) ciclo de histéresis no constreñido, (b) y (c) ciclos constreñidos.

3.- **Tipo III:** Ciclos de histéresis bien constreñidos, muy estrechos para campos pequeños, y que cierran para campos superiores a 0.5 T (Fig. 5.54c). La coercitividad remanente para estas muestras es muy alta (ver Tabla 5.1) y la diferencia entre la magnetización del ciclo ascendente y descendente para $B > 0$ (ΔM) no se anula hasta valores muy altos del campo y en algunos ejemplos próximos a 1 T. En algunas muestras la curva ΔM presenta un cambio en la pendiente, indicando la mezcla de dos fases magnéticas de coercitividades diferentes. En otros casos, sin embargo, no ha sido posible apreciar este cambio debido, probablemente, a que la magnetización está fundamentalmente dominada por la fracción de alta coercitividad. Este tipo de ciclos se ha observado siempre en los horizontes B y casi siempre en las terrazas más antiguas, aunque es posible encontrarlos en alguna terraza del Pleistoceno superior.

Corresponden a este tipo de ciclos los mostrados en las siguientes figuras: Fig. 5.9 (UC10, horizonte B), Fig. 5.29 (UC21, horizonte B), Fig. 5.34 (UC16, horizonte B), Fig. 5.41 (UC15, horizonte B) y Fig. 5.49 (UC17, horizonte B).

| Edad | Altura terraza (m) | Perfil | Profundidad muestra (cm) | Horizonte | M_r (nAm ²) | M_s (nAm ²) | B_c (mT) | B_{cr} (mT) |
|------------------|--------------------|--------|--------------------------|---------------------------------|---------------------------|---------------------------|------------|---------------|
| Pleist. superior | + 8 –10 | UC10 | 180 | B _{t1} | 36.4 | 119 | 20.4 | 256 |
| Pleist. superior | + 8 –10 | UC11 | 200 | B _{tg} | 9.2 | 60.8 | 8.1 | 54.5 |
| Pleist. inferior | + 80 | UC12 | 190 | B _{tgk2} | 6.4 | 21.6 | 20.0 | 84.9 |
| | | | 240 | B _{tgk2} | 5.7 | 40.6 | 12.1 | 72.3 |
| Pleist. inferior | + 80 | UC23 | 100 | B _t | 15.6 | 112 | 7.35 | 33.5 |
| | | | 140 | B _t | 9.8 | 75.8 | 12.2 | 78.6 |
| | | | 200 | B _{tg} | 10.5 | 64.2 | 8.2 | 43.0 |
| Pleist. inferior | + 90 | UC21 | 120 | B _{tk} | 18.9 | 138.0 | 8.2 | 113 |
| Pleist. inferior | + 150 | UC16 | 150 | B _{tg2} | 7.1 | 36.6 | 13.6 | 119 |
| | | | 200 | B _{tg2} | 33.3 | 136 | 22.8 | 148 |
| Plio-Pleistoceno | +180 | UC15 | 50 | B _t | 15.6 | 110 | 16.2 | 140 |
| Plio-Pleistoceno | + 210 | UC17 | 60 | B _{tg} | 10.6 | 87.9 | 17.7 | 53.1 |
| | | | 100 | B _{tg} /B _g | 4.9 | 42.2 | 18.3 | 60.6 |
| | | | 150 | B _g | 78.5 | 457 | 28.3 | 265 |
| | | | 200 | 2B _{t2} | 36.5 | 252 | 10.3 | 71.7 |
| | | | 250 | 2B _{t2} | 13.4 | 95.9 | 13.2 | 89 |

Tabla 5.1. Parámetros de histéresis para las muestras que presentan ciclos de histéresis constreñidos. Así mismo se indica la profundidad a la que se encuentra cada muestra, el tipo de horizonte, la altura de la terraza y edad a la que corresponde.

5.3.2.- ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

Comparando los perfiles de ciertas parámetros magnéticos tales como la susceptibilidad (χ), la susceptibilidad de la magnetización remanente anhisterética (χ_{ARM}) y la magnetización remanente isothermal (IRM) a 293 y 77 K, se ha observado un comportamiento similar en la variación de las curvas correspondientes a dichas propiedades en relación a la profundidad, que ha permitido caracterizar cada uno de los suelos estudiados. Por tanto, en todos los suelos se pueden distinguir a partir de los parámetros magnéticos los siguientes horizontes o capas:

1) Horizonte de aumento de los parámetros magnéticos:

En todos los perfiles se observa un aumento de los valores de dichos parámetros magnéticos en la parte superior del suelo (p. ej. Fig. 5.55). Este horizonte, en general no coincide con el horizonte eluvial A y/o E, sino que está constituido por el horizonte de A y/o E y la parte superior del horizonte iluvial B.

Este horizonte se caracteriza, en general, por:

- a) Una mayor concentración, respecto al resto del perfil, de minerales ferrimagnéticos, en estado magnético SD fino y SP en el límite SP/SD, que dominan la respuesta magnética en dicho horizonte.
- b) La presencia de minerales antiferromagnéticos en estado SD es mínima, no siendo apreciable en la mayor parte de los suelos, salvo en las terrazas más antiguas (ejemplo, perfil UC15) en las que es posible encontrar una concentración importante de dichos minerales.
- c) La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino (inferiores al límite SP/SD), indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}), es inferior a la calculada en el resto del perfil (*horizonte B estable*).

2) *Horizonte B estable:*

Bajo el *horizonte de aumento* de los parámetros magnéticos se observa que el valor de dichas propiedades disminuye de manera más o menos brusca hasta cierta profundidad, a partir de la cual los valores de dichos parámetros se mantienen prácticamente constantes con la profundidad. A este horizonte en el que no se observan variaciones significativas de los valores de los parámetros magnéticos con la profundidad se le ha denominado *horizonte B estable* (p. ej. Fig. 5.55).

Este horizonte se caracteriza principalmente por:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en estado SD es menor que en el *horizonte de aumento*. En la mayoría de los casos la concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD es también menor que en el *horizonte de aumento*. Sin embargo, en algunos casos es posible encontrar incluso un aumento de la concentración de dichos minerales en estado SP en este horizonte (ejemplo UC13, Fig. 5.14).
- b) La concentración de minerales de alta coercitividad en estado SD es mayor que en el *horizonte de aumento*, incluso en algunos perfiles correspondientes siempre a las terrazas más antiguas es posible que dominen la respuesta magnética.
- c) El parámetro ΔIRM (SP_{bc}), en general, posee valores más elevados en este horizonte que en el *horizonte de aumento* indicando, probablemente, un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino en el *horizonte B estable* respecto al *horizonte de aumento*.

3) *Horizonte C estable*

El perfil UC0 (Llanura aluvial) es el único que presenta un horizonte C, diferente a la arcosa terciaria que aparece en los perfiles UC21, UC16 y UC15. El horizonte C de la llanura aluvial es el material originario o roca madre poco alterada a partir de la cual se formará el suelo. Puesto que el cauce del río no ha sufrido variaciones importantes a lo largo del tiempo, se puede suponer que los suelos de esta secuencia de terrazas se han desarrollado a partir de material original al que presenta la llanura aluvial actual (Fig. 5.1).

Las características fundamentales de este horizonte son:

- a) No se observan variaciones significativas en los parámetros magnéticos entre este horizonte respecto al horizonte más superficial.
- b) No existen variaciones significativas con la profundidad en la concentración de minerales ferrimagnéticos, los cuales se encuentran fundamentalmente en estado SD. La concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD baja y similar a la encontrada en la parte más superficial del suelo. El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) posee valores ligeramente más elevados en este horizonte que en la parte más superficial del perfil, indicando un aumento relativo de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*.
- c) La fracción magnética de alta coercitividad es apenas observable a temperatura ambiente, aunque a baja temperatura la coercitividad de las muestras es elevada en todo el perfil, debido probablemente a la contribución uniforme de granos antiferromagnéticos en estado SP.

5.3.3.- VARIACIÓN DE LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS CON LA EDAD

Con objeto de integrar la información de los parámetros magnéticos recogida en todos los perfiles de las terrazas, se ha determinado para cada uno de los perfiles de suelos los valores medios de los distintos parámetros magnéticos para cada uno de los horizontes de suelo determinados anteriormente. En la Fig. 5.55 se indican por medio de una línea continua vertical dichos valores medios para distintos parámetros. Se utilizará el siguiente criterio de subíndices para diferenciar cada uno de los horizontes:

- 1.- *Horizonte de aumento*: se indicará con el subíndice En . De esta forma, por ejemplo, χ_{En} y SIRM_{En} , son los valores medios de susceptibilidad (χ) y de magnetización remanente isoterma de saturación (SIRM), respectivamente, para el *horizonte de aumento* (Figs. 5.55a, b, c).
- 2.- *Horizonte B estable*: se indicará por medio del subíndice Bs , por tanto χ_{Bs} y SIRM_{Bs} , son los valores medios de susceptibilidad y de SIRM, respectivamente, para el *horizonte B estable* (Figs. 5.55a, b, c).
- 3.- *Horizonte C estable*: se indica por medio del subíndice C , y representará, al igual que en los otros horizontes, los valores medios en ese horizonte de las propiedades representadas (por ejemplo, χ_C y SIRM_C) (Figs. 5.55a, b, c).

Estos valores medios, para cada uno de los parámetros magnéticos, se han representado frente a la altitud de las terrazas sobre el nivel actual del río, que en primera aproximación, representa la edad de las mismas, es decir, la época en que comenzó el desarrollo del suelo (Figuras 5.56, 5.57 y 5.58).

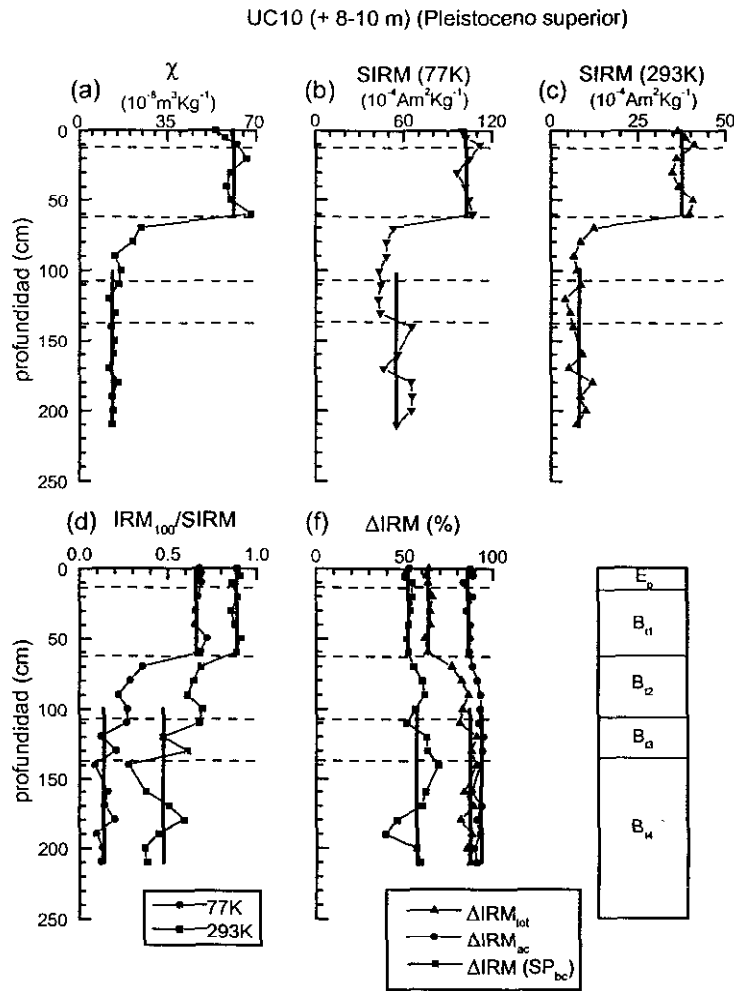


Fig. 5.55: Ejemplo de cálculo de los valores medios de los diferentes parámetros magnéticos en cada uno de los horizontes magnéticos del suelo. Las líneas verticales gruesas indican dichos valores medios, los cuales se representan en las curvas de evolución de parámetros magnéticos con la edad.

En las Figuras 5.56a, b y c se muestran los valores medios de χ y SIRM (medida a 77 y 293 K) para cada uno de los horizontes de suelo en cada perfil, en relación a la altitud sobre el nivel del río (edad) de la terraza en que se sitúa. Para cada valor medio se ha calculado la desviación estándar, que viene mostrada por una barra de error. En las terrazas en las que se muestreó más de un perfil se observa como, en general, los diferentes parámetros magnéticos poseen valores similares. La mayor diferencia observada entre dos perfiles de una misma terraza es la que se refiere al *horizonte de aumento* (E_n) de la terraza situada a + 8 - 10 m (perfiles UC10 y UC11). Estas diferencias se deben probablemente a factores muy locales que han influido la formación de minerales magnéticos de manera diferente en cada suelo. No obstante, siempre los parámetros magnéticos para el *horizonte de aumento* poseen valores superiores que para el *horizonte B estable* (B_s).

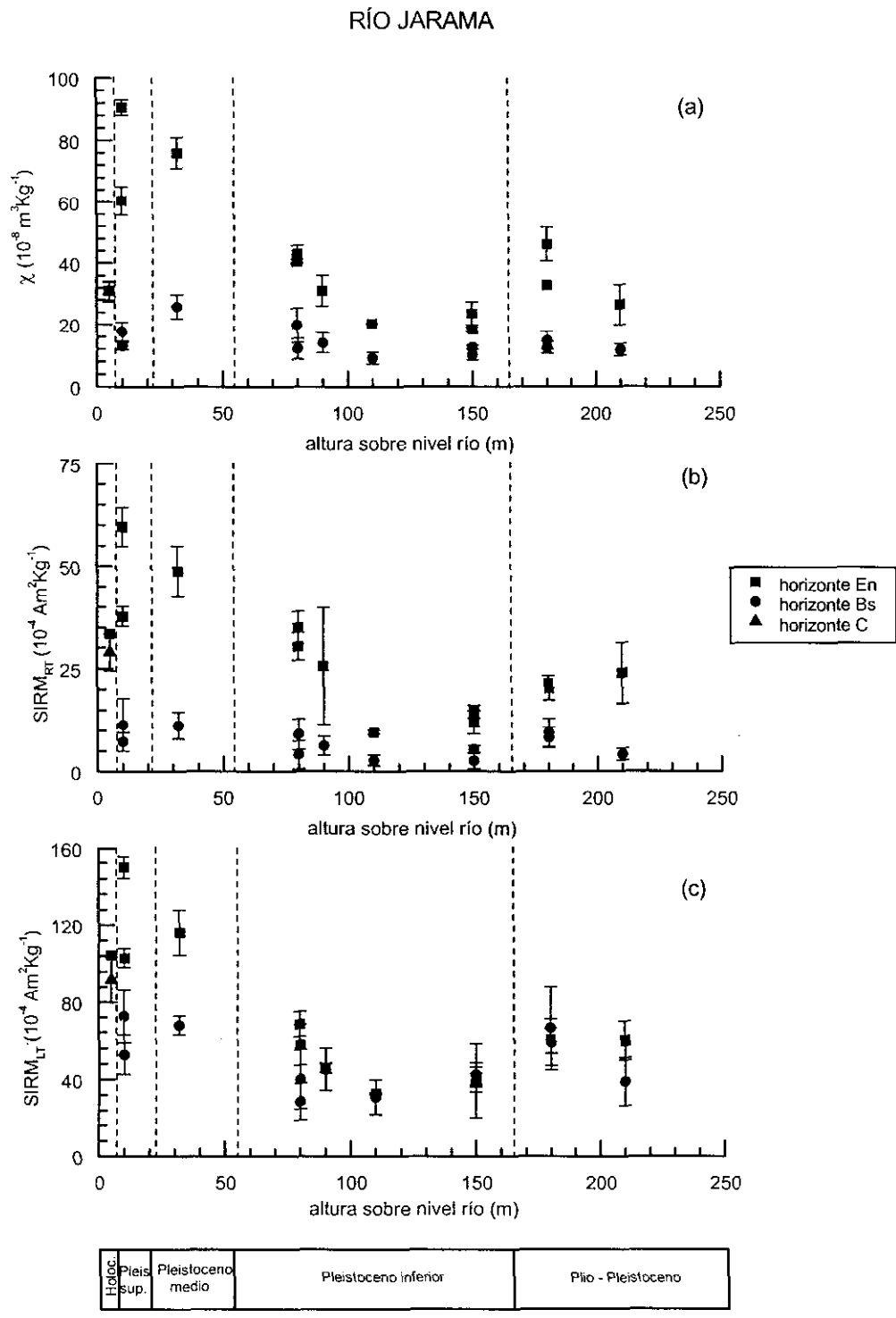


Fig. 5.56: Valores medios de los parámetros magnéticos (a) susceptibilidad medida a baja frecuencia (χ) y magnetización remanente isoterma de saturación para (b) temperatura ambiente (293 K) (SIRM_{RT}) y (c) temperatura del nitrógeno líquido (77 K) (SIRM_{LT}) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río Jarama (edad).

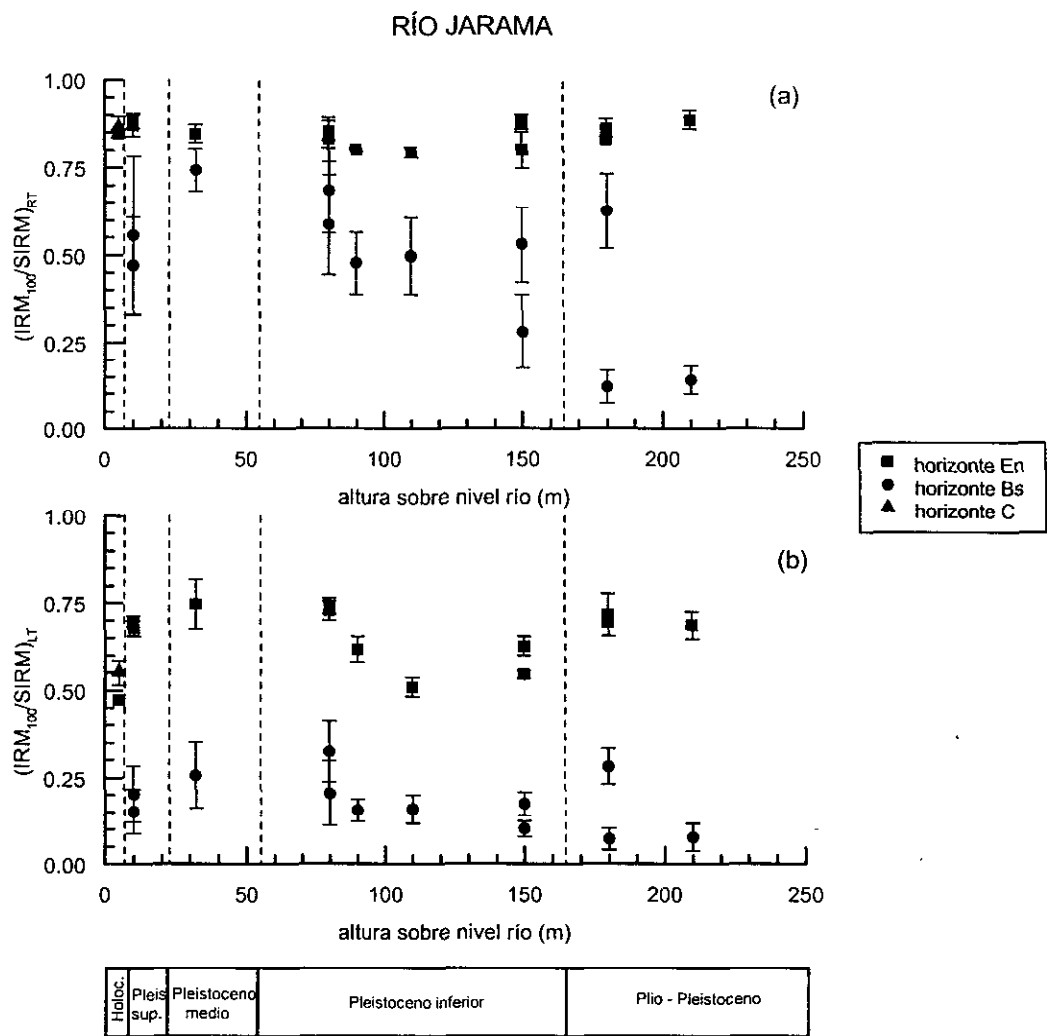


Fig. 5.57: Valores medios de la relación entre $IRM_{100}/SIRM$ para (a) temperatura ambiente (293 K) y (b) temperatura del nitrógeno líquido (77 K) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río (edad).

Comparando χ y SIRM a temperatura ambiente se observa:

- a) En todos los perfiles, salvo en la llanura aluvial, se observa un aumento significativo de ambas parámetros magnéticos en el *horizonte de aumento*, respecto al *horizonte B estable*.
- b) Los valores de χ y SIRM en el *horizonte de aumento* son máximos para los suelos correspondientes a las terrazas situadas en el Pleistoceno superior y medio (+ 8 -10 m y + 32 m, respectivamente). A partir de la terraza de +32 m se produce una disminución de dichos parámetros magnéticos para alcanzar un mínimo en la terraza situada a +110 m (Pleistoceno inferior). Para las terrazas con altitud superior a +110 m, los valores medios de χ e SIRM en dicho horizonte sufren un ligero aumento con la altitud (edad) de las terrazas.
- c) Los valores de dichos parámetros en el *horizonte B estable* sufren pequeñas variaciones con la altitud (edad), aunque también es posible observar valores mínimos en la terraza situada a +110 m.

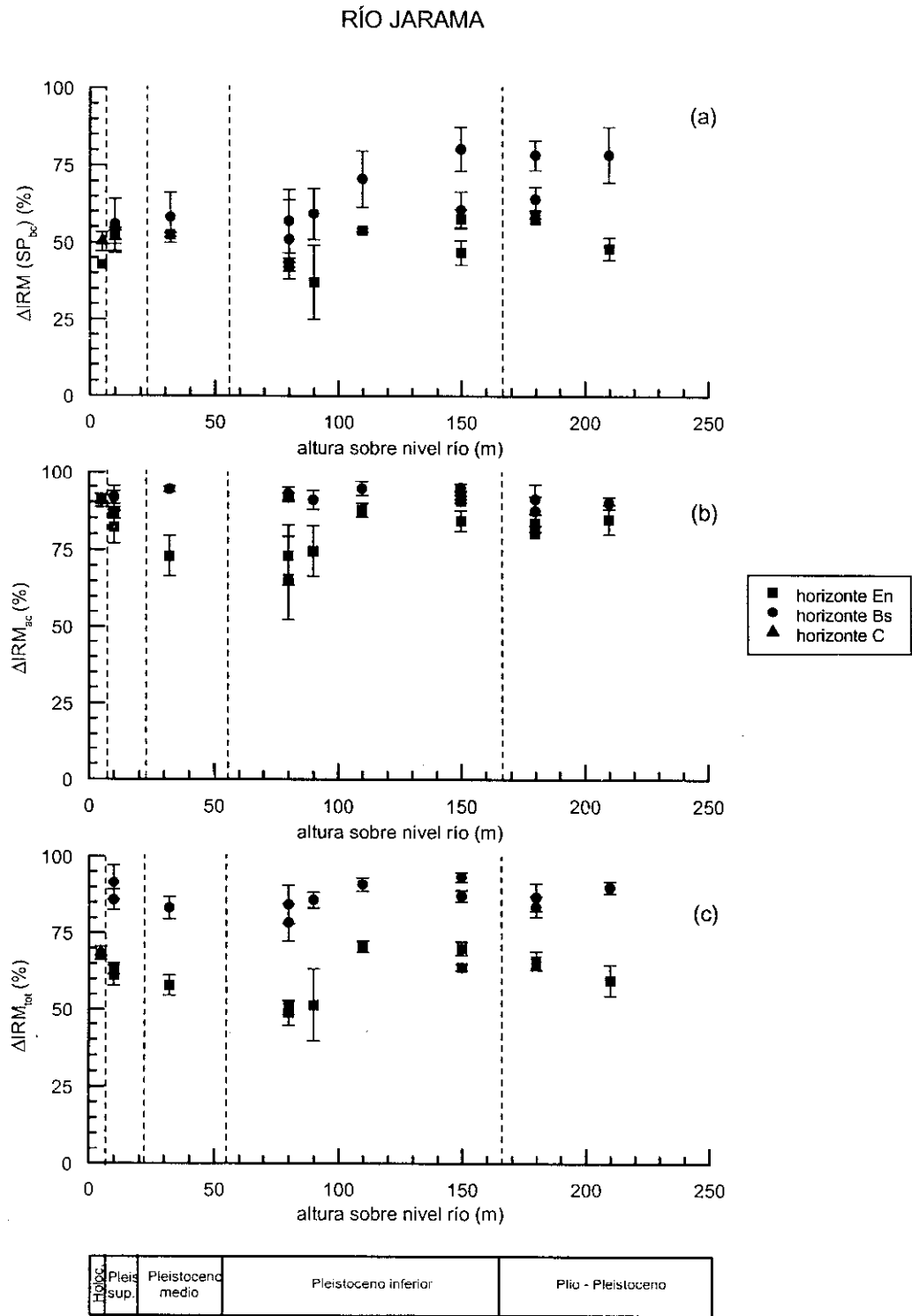


Fig. 5.58: Variación con la altura sobre el nivel actual del río (edad) de los valores medios de los parámetros magnéticos que relacionan los valores de IRM a diferentes campos y temperaturas. Dichos parámetros son indicativos de (a) concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, (b) concentración total de minerales antiferromagnéticos, (c) variación con la temperatura de la magnetización remanente isoterma total.

Los valores de χ y $SIRM_{RT}$ del *horizonte B estable* son menores en todos los suelos que los valores encontrados en la llanura aluvial. Si se considera que la llanura aluvial representa el material original poco alterado a partir del cual se formaron los suelos, se puede concluir que con el tiempo se produce una disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en el interior de los suelos. En cambio, en el *horizonte de aumento*, para las terrazas correspondientes al Pleistoceno superior y medio, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD aumenta, respecto a los valores encontrados en la llanura aluvial.

Comparando la SIRM a baja temperatura y a temperatura ambiente, es posible observar el aumento sufrido por dicho parámetro en todos los horizontes al disminuir la temperatura. Este aumento se debe a la contribución a la magnetización medida a 77 K de granos ferri- y antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y al aumento de los valores de la magnetización espontánea para la goetita SD. Para algunas de las terrazas más antiguas coinciden los valores de SIRM a 77 K en ambos horizontes (Figs. 5.56b y c) mostrando que la concentración de minerales ferromagnéticos capaces de retener la SIRM a bajas temperaturas (SD + SP a temperatura ambiente) es más elevada en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.

Las Figuras 5.57a y b ($IRM_{100}/SIRM$ a 293 y 77 K, respectivamente) indican la concentración relativa de minerales antiferromagnéticos/ferrimagnéticos para los *horizontes de aumento*, *B estable* y *C estable* de cada uno de los perfiles de suelo y su relación con la edad en que comenzó a formarse el mismo. Comparando las figuras se observa:

- a) La concentración relativa de minerales antiferromagnéticos en todos los horizontes y en todos los suelos aumenta al disminuir la temperatura, es decir, aumenta la coercitividad remanente de las muestras al disminuir la temperatura.
- b) La concentración relativa de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, la coercitividad remanente en las muestras correspondientes a los *horizontes B estables* siempre es mayor que la de los *horizontes de aumento* tanto a 293 K como a 77 K.
- c) En el *horizonte de aumento* la concentración relativa de minerales antiferromagnéticos (coercitividad remanente) de las muestras alcanza valores máximos ($IRM_{100}/SIRM$ mínimo), a ambas temperaturas, en la terraza de + 110 m. Por tanto, en esta terraza el *horizonte de aumento* presenta una mayor concentración de minerales de alta coercitividad, siendo mayor dicha concentración a 77 K.
- d) La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD a temperatura ambiente es mayor en las terrazas más antiguas (Pleistoceno inferior y Plio-Pleistoceno) que en las más jóvenes (Holoceno - Pleistoceno medio), observándose un aumento en dicha concentración con la edad. La elevada concentración de minerales antiferromagnéticos del *horizonte B estable* en los perfiles de la terraza de +8-10 m puede deberse a procesos locales de formación de minerales antiferromagnéticos por oscilaciones del nivel freático.
- e) La coercitividad remanente en el *horizonte B estable* a baja temperatura es muy elevada en todos

los suelos, estando dominado el comportamiento de los parámetros magnéticos a esa temperatura por minerales antiferromagnéticos tanto en estado SD como en estado SP a temperatura ambiente.

- f) Comparando el comportamiento del suelo correspondiente a la llanura aluvial con el resto de los perfiles, se observa que el valor de $IRM_{100}/SIRM$ a baja temperatura en el *horizonte C estable* es superior a los valores de dicha relación para los *horizontes B estable* de todos los perfiles de suelo más antiguos. Este comportamiento indica que la concentración de minerales antiferromagnéticos tanto en estado SD como SP en el horizonte C estable de la llanura aluvial (material original) es menor que en los *horizontes B estables* que se han desarrollado a partir de dicho material

La Figura 5.58 corrobora las afirmaciones anteriores. En estas figuras se comparan las diferencias relativas de IRM a diferentes campos y temperaturas.

El parámetro $\Delta IRM (SP_{bc})$ (Fig. 5.58a), indicativo de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente lejos del límite SP/SD (*SP fino*), muestra que la concentración de dichos minerales es siempre superior en el horizonte B estable que en el *horizonte de aumento*. Además, en el horizonte B estable los valores de este parámetro y, por tanto la concentración de estos minerales en estado SP, aumentan con la edad de las terrazas. Para el *horizonte de aumento* es posible observar valores mínimos en las terrazas de +80 y +90 m.

Por otra parte, el parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 5.58b), indicativo de la concentración total de minerales antiferromagnéticos, posee valores superiores en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*. Los valores tan elevados de este parámetro, principalmente en el horizonte B estable, se deben, fundamentalmente al aumento en los valores de la magnetización espontánea de la goetita al disminuir la temperatura y, también, a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente. Para el *horizonte de aumento* es posible observar una disminución en la concentración de dichos minerales desde la terraza más joven hasta la situada a +80 m.

La Fig. 5.58c muestra la variación de IRM a 1000 mT medida a baja temperatura respecto a temperatura ambiente, indicando el aumento en el valor de la magnetización a 77 K debido a la contribución total de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SD y SP. En el *horizonte de aumento* la diferencia en los valores de magnetización al disminuir la temperatura se debe fundamentalmente a la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP mientras que las diferencias observadas en el horizonte B estable se deben además al fuerte aumento de la magnetización espontánea de la goetita en estado SD a baja temperatura.

5.4.- CONCLUSIONES

Se puede concluir, por tanto, que en todos los suelos los *horizontes de aumento* y *B estable* poseen valores diferentes de los distintos parámetros magnéticos, dependiendo éstos de la concentración de minerales magnéticos y del estado en que se encuentren.

El *horizonte de aumento* se caracteriza por una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD respecto al *horizonte B estable*, debida, probablemente, tanto al aporte exterior de minerales ferrimagnéticos al suelo, como por formación de dichos minerales en él. Estos minerales ferrimagnéticos son magnetita y maghemita. Las medidas de los parámetros magnéticos a baja temperatura indican la presencia, además de minerales en estado SP ferrimagnéticos en estado SP, y quizás en algunos suelos también antiferromagnéticos SP, producto probablemente de la alteración y creación de nuevos minerales magnéticos.

El *horizonte B estable* se caracteriza por una menor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD respecto al *horizonte de aumento*. Estos minerales antiferromagnéticos son goetita y, quizás también, aunque en menor concentración, hematites. La concentración de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP *fino* es mayor en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento* (producto de alteración, transformación y nueva creación de minerales). La disminución de los valores de los parámetros magnéticos se debe probablemente a la movilización y a la pérdida de hierro debido a la alteración sufrida por el suelo, y a la disolución y alteración de los granos ferrimagnéticos detriticos, para formar nuevos granos finos ferrimagnéticos e incluso antiferromagnéticos si las condiciones oxidantes son las adecuadas. La goetita, hidróxido de hierro y mineral antiferromagnético es, probablemente, un mineral secundario formado bajo condiciones ambientales húmedas.

Los suelos mediterráneos estudiados alcanzan su madurez en 10000 - 30000 años. Una vez que el suelo alcanza este estado sus propiedades varían muy poco a lo largo del tiempo (alcanzan la estabilidad). Salvo la llanura aluvial, todos los suelos estudiados son maduros. Además, puesto que los parámetros magnéticos responden rápidamente a las variaciones ambientales estos serán indicativos del ambiente en que se desarrolló dichos suelos.

El análisis de la evolución de χ y SIRM con la edad muestra un mínimo en la concentración de minerales ferrimagnéticos para el suelo desarrollado en la terraza de +110 m (UC14) (Pleistoceno inferior), el cual presenta un horizonte B_k , con acumulaciones de carbonato cálcico, a tan solo 40 cm de profundidad, lo cual puede deberse a que las condiciones ambientales no favorecieron el lavado del suelo. En cambio, los suelos más jóvenes están bien desarrollados, mostrando los parámetros magnéticos un *horizonte de aumento* diferenciado del *horizonte B estable*. Este cambio observado en todos los parámetros magnéticos puede ser indicativo de cambios en los factores externos que condicionaron la formación y evolución de los suelos. Por otra parte, la profundidad a la que se sitúa el horizonte B_{tg} (con signos de gleificación) en los suelos de las terrazas con altura superior a +110 m disminuye respecto a la de los suelos de las terrazas más jóvenes a +110 m.. Además, la concentración de goetita en estado SD en los *horizontes B estables* aumenta con la edad desde el Pleistoceno medio hasta el Plio-Pleistoceno indicando que, probablemente estos suelos se desarrollaron bajo condiciones ambientales más húmedas a las actuales, favorecedoras de la creación de goetita.

Por tanto, el estudio de la evolución de los parámetros magnéticos puede ser una nueva técnica indicativa de los cambios ambientales que han tenido lugar a lo largo del tiempo en un área determinada.

CAPÍTULO 6

Descripción magnética de los suelos del río Arlanzón

Tal y como se indicó en capítulos anteriores, el muestreo de este sistema de terrazas se llevó a cabo según el corte transversal al río: Ibeas de Juarros – Trinchera del Ferrocarril. La edad de las terrazas estudiadas está comprendida entre el Pleistoceno medio / inferior (perfil ARL2) y el Holoceno (ARL0, llanura aluvial). El estudio de los parámetros magnéticos se ha realizado siguiendo el esquema indicado en la metodología, sin embargo, en este sistema se ha muestreado un solo perfil de suelo en cada terraza, con lo cual no será posible diferenciar posibles comportamientos locales en el suelo (erosión local, quema, explotación agrícola ...) y globales a los suelos de una misma terraza.

6.1.- DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

6.1.1.- LLANURA ALUVIAL (+ 0.5 – 1 m) (perfil ARL0)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Holoceno, se ha muestreado el perfil ARL0. Aunque se trata de un suelo joven y poco evolucionado, se puede observar que su grado de desarrollo es mayor que el de la llanura aluvial del río Jarama, ya que en el perfil ARL0 es posible identificar un horizonte CA situado entre 10 y 45 cm de profundidad, por debajo del horizonte A. Este hecho se debe principalmente a la diferencia de material originario, geomorfología y a la influencia del medio en la edafogénesis. Probablemente, la mayor humedad de los suelos del Arlanzón y los contrastes tan bruscos de temperaturas a lo largo del año favorecen los procesos de edafización

Descripción de los parámetros magnéticos

Los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM_{RT} (Figs. 6.1a, c y j), muestran un comportamiento similar con la profundidad, con valores máximos de los parámetros magnéticos en la parte superior del perfil, los cuales disminuyen progresivamente hasta 70 cm. A partir de ahí, tanto los valores de χ como IRM_{RT} sufren pequeñas variaciones. Este comportamiento magnético es típico de un suelo que ya ha sufrido procesos de edafización, mostrando que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es mayor en la parte superior del suelo y, que disminuye, progresivamente, con la profundidad. Las curvas de IRM_{LT} y la relación $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ (Figs. 6.1i y k), muestran un comportamiento magnético similar con la profundidad a temperatura ambiente y baja temperatura, de manera que los valores de $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ para las muestras son similares en todo el perfil a ambas temperaturas. A baja temperatura es posible observar el aumento en la intensidad de IRM debido a la contribución de granos ferrimagnéticos en estado SP y de granos antiferromagnéticos en estado SD y

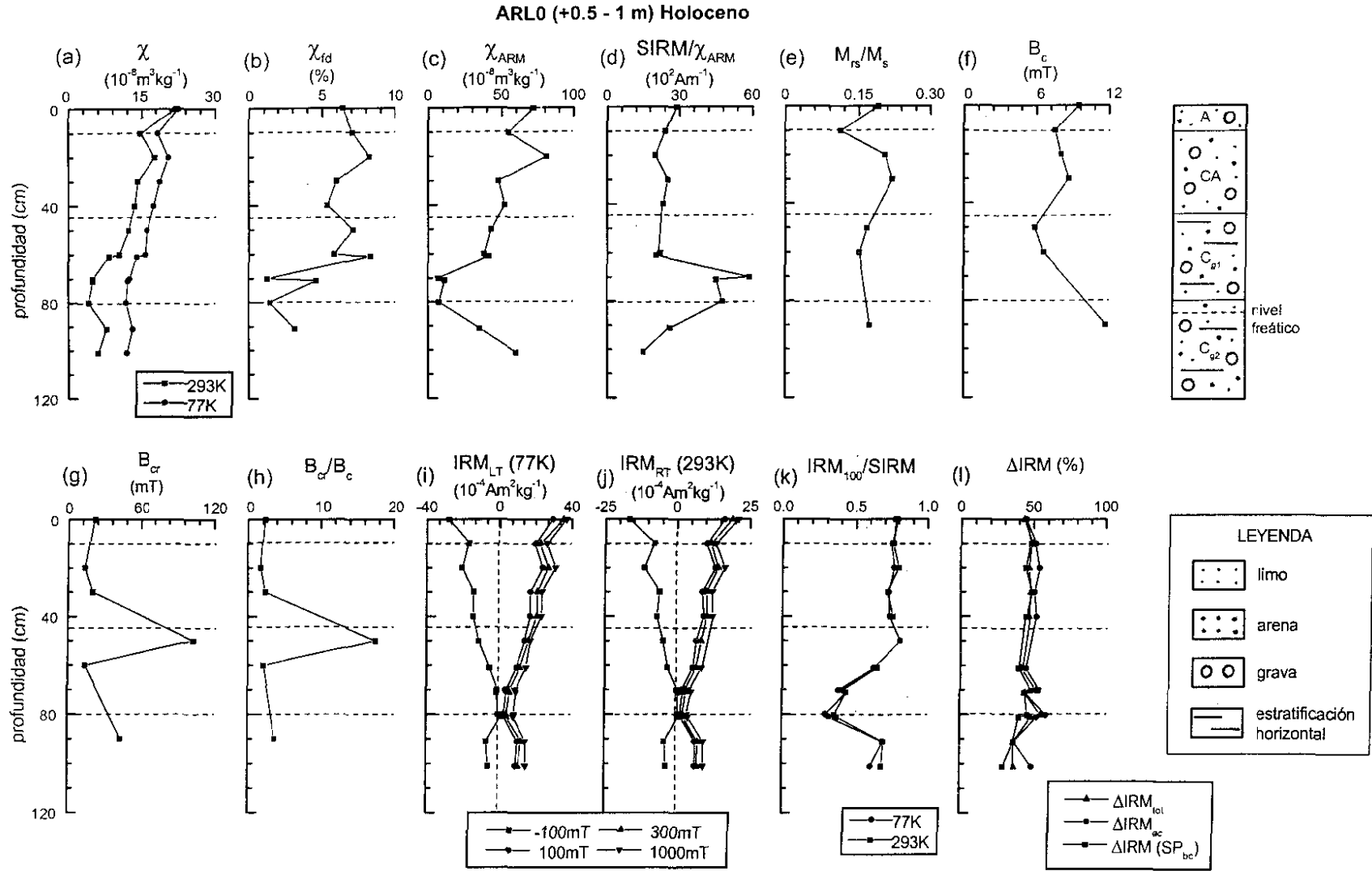


Fig. 6.1: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL0, correspondiente a la llanura aluvial (+ 0.5 - 1 m) del río Arlanzón (Holoceno). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

SP a temperatura ambiente. La relación $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K de las muestras comprendidas entre 0 y 40 cm oscila alrededor de 0.8, por tanto la respuesta magnética de las muestras está dominada principalmente por minerales de baja coercitividad en estado SD, con una pequeña contribución de minerales de alta coercitividad en estado SD. A partir de 50 cm de profundidad aumenta contribución de minerales antiferromagnéticos, alcanzando la relación $IRM_{100}/SIRM$ valores de hasta 0.3 – 0.4 a 80 cm de profundidad. Es posible observar algunas diferencias de comportamiento entre las curvas representadas en las Figs. 6.1g y k, debidas, por una parte a la diferencia entre los aparatos de medida, y por otra parte a que en el cálculo de B_{cr} (Fig. 6.1g) se les aplicó a las muestras un campo máximo de 0.5 T, mientras que para el cálculo de SIRM el campo aplicado fue 1 T.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 6.1a), es posible conocer cualitativamente la contribución relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente respecto a la concentración de minerales paramagnéticos. Salvo en la superficie del suelo, en la que χ a 77 y 293 K tiene valores similares, en todo el perfil el valor de χ a 77 K es siempre mayor que a temperatura ambiente, indicando una elevada concentración de minerales paramagnéticos frente a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP. Las mayores diferencias de valores de χ a diferentes temperaturas se encuentran a partir de 60 cm de profundidad debido a la disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos respecto a la de la parte superior del perfil, tal y como se muestra en las Figs. 6.1i, j, k.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos varía con la profundidad de la siguiente manera:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD (Fig. 6.1b) es mayor en la parte superior del perfil (0 – 20 cm), con valores de χ_{fd} comprendidos entre 6 y 8 %, mientras que a partir de 70 cm, dicha concentración es mínima, alcanzando valores comprendidos entre 1 y 3 %. En general, por tanto la concentración de dichos minerales no es elevada en todo el perfil.
- Las curvas de χ_{ARM} y la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Figs. 6.1c y d) muestran la respuesta de los minerales ferrimagnéticos en estado SD. Los valores de dichos parámetros indican que corresponden a SD grueso entre 0 y 60 cm de profundidad. Entre 70 y 80 cm la elevada contribución de minerales de alta coercitividad en las muestras (Fig. 6.1k) no permite evaluar el estado magnético de los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP a 293 K y cuya temperatura de bloqueo está comprendida entre 77 y 293 K es prácticamente similar en todo el perfil (Fig. 6.1l).

En cuanto al estado magnético de los minerales antiferromagnéticos, la disminución de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 6.1k) desde 60 hasta 80 cm de profundidad, indica una elevada concentración de éstos en estado SD a 293 K. La curva de ΔIRM_{ac} , muestra que la diferencia

de pendiente entre las curvas de adquisición de IRM a 77 y 293 K no es muy elevada y, por tanto, tampoco la variación en la contribución total de minerales antiferromagnéticos a baja temperatura.

En la Figura 6.2, se muestra la relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} . Para las muestras situadas en los horizontes A y AC se observa un mejor agrupamiento para los valores de estos parámetros, ya que la concentración de minerales antiferromagnéticos en estos horizontes es menor que en el horizonte C. Las muestras correspondientes al horizonte C, en algunos casos poseen valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ superiores a $30 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$, indicando la presencia de minerales de alta coercitividad.

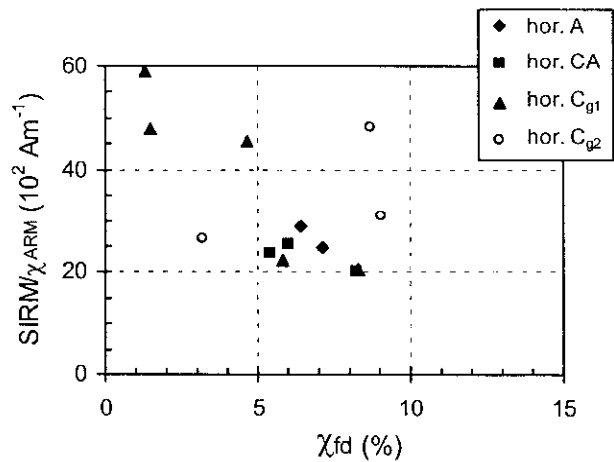


Fig. 6.2: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL0.

Las curvas de adquisición de χ_{ARM} (Fig. 6.3a) para las muestras situadas a 60 y 90 cm de profundidad, indican que la muestra situada a 60 cm se satura para campos ligeramente superiores que a los que se satura la muestra de 90 cm (aproximadamente 70 mT). En la Fig. 6.3b se representan para la muestra situada a 60 cm las curvas de adquisición de IRM cuando el campo se aplica a 293 K y se

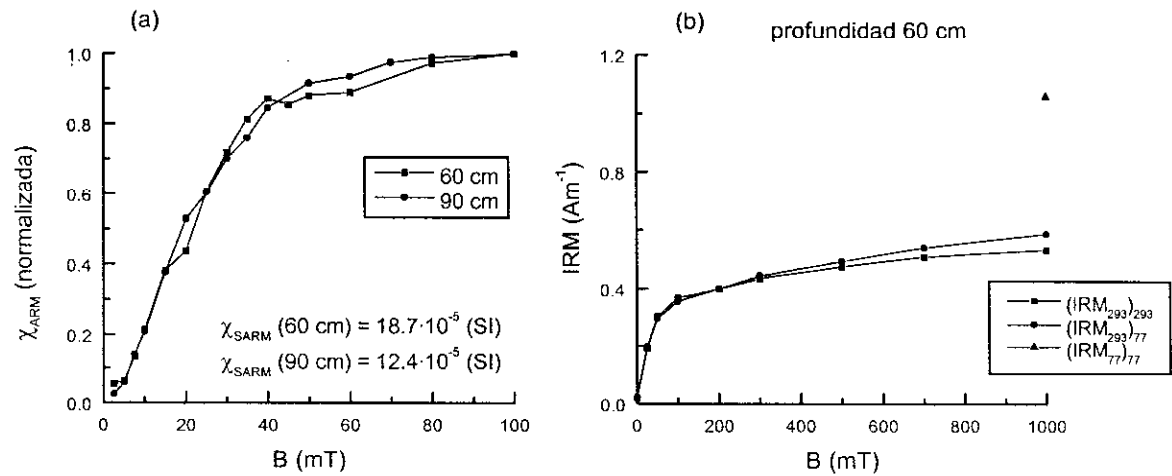


Fig. 6.3: (a) Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 60 y 90 cm de profundidad en el perfil ARL0 (llanura aluvial). (b) Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas.

medida a dicha temperatura y posteriormente a 77 K. Además también se representa el valor de IRM a 1000 mT cuando el campo se aplica a 77 K y se mide a dicha temperatura. A partir de estas gráficas se puede indicar que a temperatura ambiente la curva de adquisición de IRM no se satura para el campo máximo aplicado, indicando la presencia de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en la muestra. Los valores de magnetización a baja temperatura aumentan ligeramente para campos altos, indicando la presencia de goetita en estado SD y cuya magnetización espontánea aumenta a baja temperatura. El fuerte aumento del valor de IRM a 1000 mT observado cuando se aplica el campo a 77 K se debe a la contribución de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP y a goetita SD a temperatura ambiente.

En la Fig. 6.4 se representan los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 30 y 60 cm de profundidad, correspondientes a los horizontes CA y C, respectivamente. Si se comparan las curvas sin corregir por la fracción paramagnética, se observa como la pendiente a altos campos en la muestra situada a 30 cm es mayor que para la muestra de 60 cm, indicando que la contribución de minerales paramagnéticos es mayor a 30 cm. Por otra parte, corrigiendo las curvas por dicha fracción paramagnética es posible observar, también, un comportamiento diferente entre ambas muestras. La muestra de 30 cm posee un ligero estrechamiento en el origen, indicando, probablemente, una mezcla de minerales con diferente coercitividad, y quizás también una mezcla de minerales ferrimagnéticos de diferente tamaño de grano. En cambio, la muestra de 60 cm posee un ciclo de histéresis corregido muy cerrado, indicando una sola fase mineralógica de baja coercitividad.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra valores máximos de los parámetros magnéticos χ e IRM en la parte superior del suelo debido a una máxima concentración de minerales ferrimagnéticos, la cual disminuye con la profundidad. Entre 50 y 90 cm existe una concentración elevada de minerales antiferromagnéticos (probablemente goetita) en estado SD. Este comportamiento indica bien que estos minerales antiferromagnéticos son originales y, por tanto, el material original a partir del que se formaron los suelos está constituido tanto por minerales ferri- como antiferromagnéticos, o bien, que estos minerales antiferromagnéticos son secundarios, como consecuencia de posibles variaciones en la posición del nivel freático.

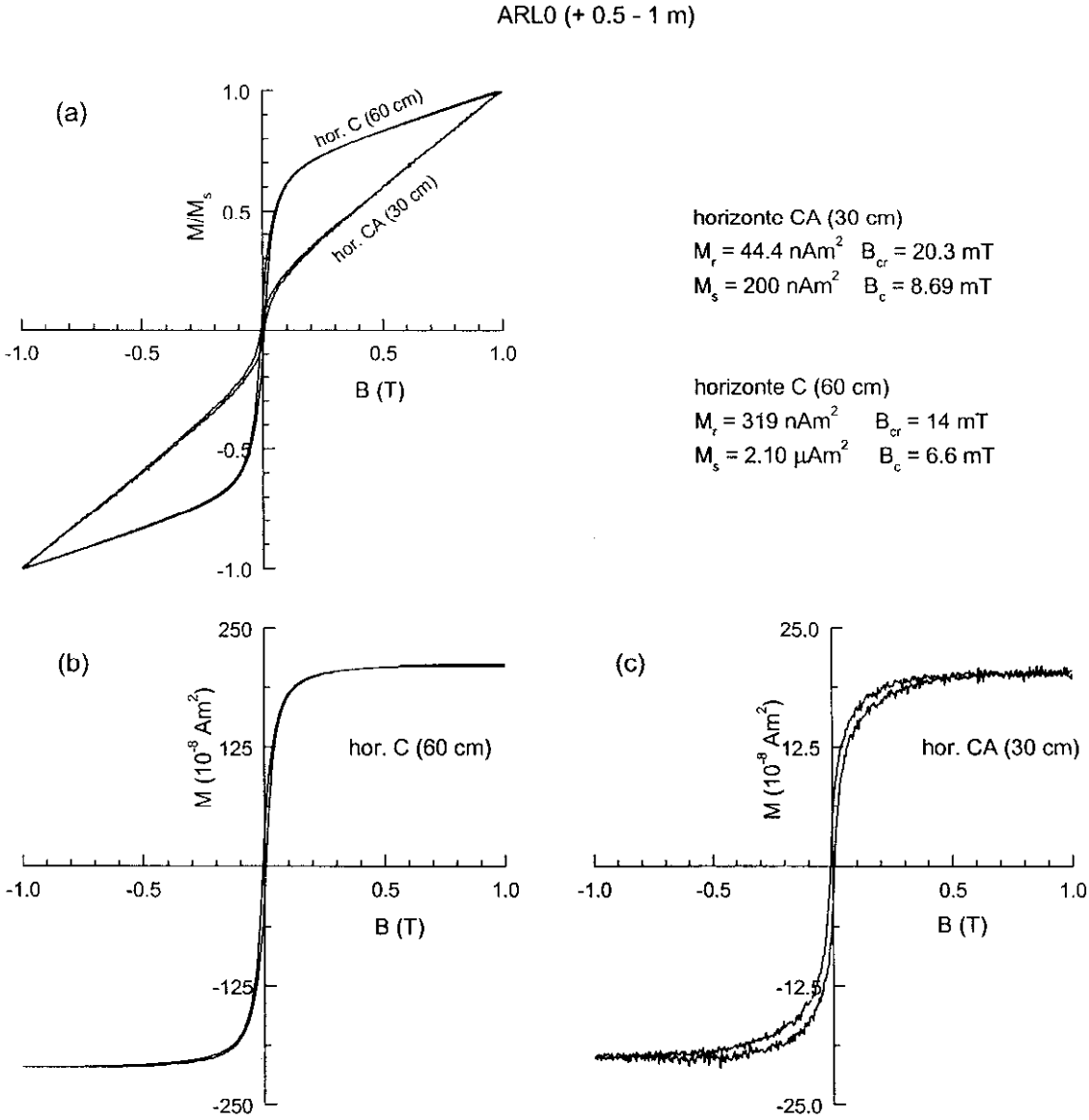


Fig. 6.4: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 30 y 60 cm de profundidad en el perfil ARL0, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

6.1.2.- TERRAZA DE + 3 m (perfil ARL6)

Breve descripción litológica

Esta terraza corresponde al Pleistoceno superior, situándose a +3m por encima del nivel actual del río. El perfil muestreado es el ARL6. El suelo correspondiente consta de un horizonte eluvial (A_p) de tan solo 20 cm de profundidad, sobre un horizonte iluvial B_t , muy desarrollado, de 270 cm de espesor (Fig. 6.5), indicando que las condiciones ambientales bajo las que se formó el suelo fueron las

óptimas para que tuviera lugar un buen lavado del mismo.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de χ a diferentes temperaturas, χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas poseen un comportamiento similar con la profundidad (Figs. 6.5a, c, i y j). Se observa un aumento de los valores de los parámetros magnéticos en la parte superior del perfil (0-20 cm), seguido de una disminución brusca hasta 50 cm de profundidad. Entre 50 y 80 cm, aumentan ligeramente los valores de los parámetros magnéticos para, a partir de ahí, permanecer prácticamente constantes al aumentar la profundidad, salvo a 130 cm de profundidad, en el que se observa un máximo de las propiedades mencionadas. Dicho máximo está asociado con máximo en $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y B_c/B_e (Figs. 6.5d y h, respectivamente) y mínimo en ΔIRM (Fig. 6.5l), pudiendo corresponder a un aumento en el tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos y quizás también a un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD. Los parámetros de histéresis (Fig. 6.5e – h), muestran como a partir de la muestra situada a 40 cm de profundidad es posible encontrar una fracción significativa de minerales antiferromagnéticos. Este hecho está indicado también por la curva de variación de $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a temperatura ambiente con la profundidad (Fig. 6.5k), la cual muestra una mayor concentración de minerales de baja coercitividad (ferrimagnéticos) en la parte superior del suelo (0 – 20 cm), con valores de dicha relación de aproximadamente 0.9 para a partir de 160 cm de profundidad disminuir hasta valores alrededor de 0.7, e incluso 0.6.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 6.5a) es posible indicar que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos es mayor en la parte superior del perfil (0 – 30 cm), que a mayores profundidades. Entre 70 y 150 cm el efecto de aumento en los valores de χ de los minerales paramagnéticos y de disminución de los minerales ferrimagnéticos en estado SP a baja temperatura se compensa, de manera que las curvas de χ a diferentes temperaturas tienen valores similares. A partir de 170 cm se observa que los minerales paramagnéticos adquieren mayor importancia relativa.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos se caracteriza a continuación:

- a) La curva de χ_{fd} (Fig. 6.5b) indica una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD en la parte superior del perfil (0 – 30 cm), disminuyendo rápidamente hasta 60 cm de profundidad. Entre 70 y 90 cm se observa un aumento en la concentración de dichos minerales para, a partir de esa profundidad disminuir hasta valores del orden de 7 %.
- b) Los minerales ferrimagnéticos, dentro del rango SD, se encuentran en estado SD fino en la parte superior del perfil (0 -20 cm) (Fig. 6.5d). Los valores de la curva $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ aumentan con la profundidad hasta 130 cm, dicho aumento, probablemente está relacionado más con el aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos que con un aumento en la concentración de

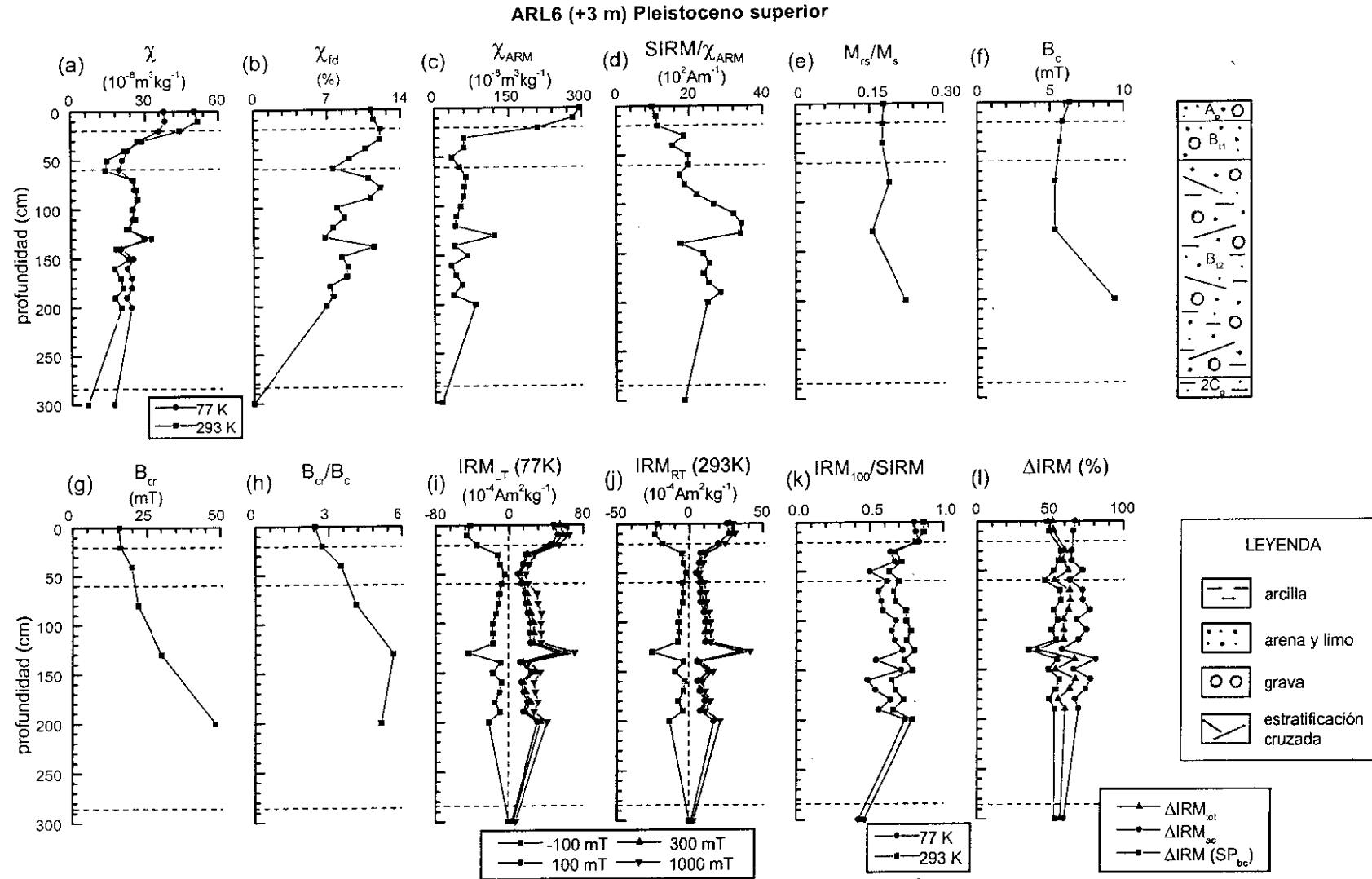


Fig. 6.5: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL6, correspondiente a la terraza de +3 m del río Arlanzón (Pleistoceno superior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

minerales ferrimagnéticos en estado SD grueso.

- c) La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP, lejos del límite SP/SD, es ligeramente superior en el horizonte B_1 que en el horizonte más superficial (Fig. 6.5l). Este hecho lo indica el comportamiento de la curva ΔIRM (SP_{bc}), ya que sufre una ligera disminución en el horizonte superficial respecto al horizonte inferior.

Los minerales antiferromagnéticos observados en el horizonte B_1 se encuentran tanto en estado SD (Figs. 6.5g y k) como en estado SP (Figs. 6.5i y l). En este perfil, la concentración total de dichos minerales indicada por el parámetro ΔIRM_{ac} es más elevada que la observada en el perfil estudiado anteriormente (Llanura aluvial). Dicha concentración es ligeramente inferior en la parte superior del perfil (0-40 cm), y los valores de ΔIRM_{ac} oscilan en todo el perfil en el intervalo 60 – 80 %, aunque a 130 cm de profundidad se observa un mínimo, coincidiendo con la mayor concentración de minerales ferrimagnéticos SD indicada anteriormente.

La Fig. 6.6 en la cual se relacionan los parámetros $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} muestra, a pesar de la contribución de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en el horizonte B, una tendencia clara entre estos parámetros, es decir, en principio, un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD va acompañado de un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos SD finos.

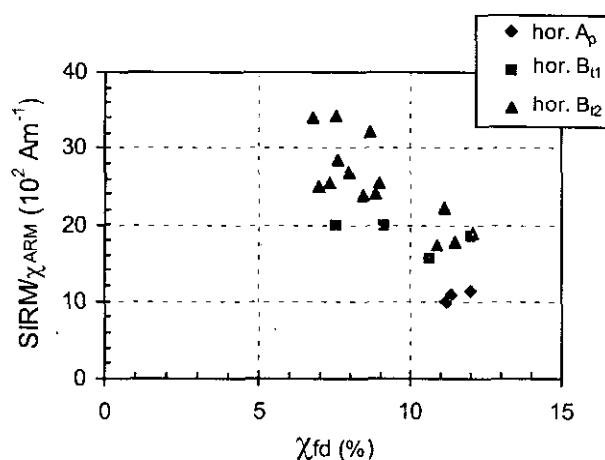


Fig. 6.6: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL6.

En la Fig. 6.7 se muestran las curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a 20 y 200 cm de profundidad. Se observa como a pequeños campos el aumento de χ_{ARM} es más rápido para la muestra situada a 200 cm, sin embargo, a 100 mT no ha sido posible saturarla completamente, mientras que la muestra de 20 cm queda saturada a 60 mT. El valor de χ_{ARM} a 100 mT para la muestra situada a 20 cm es superior al doble del calculado para la muestra de 200 cm, indicando una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del suelo.

Los ciclos de histéresis característicos en este perfil, representados para las muestras situadas a 0 y 80 cm de profundidad (Fig.6.8), indican que la concentración de minerales paramagnéticos es

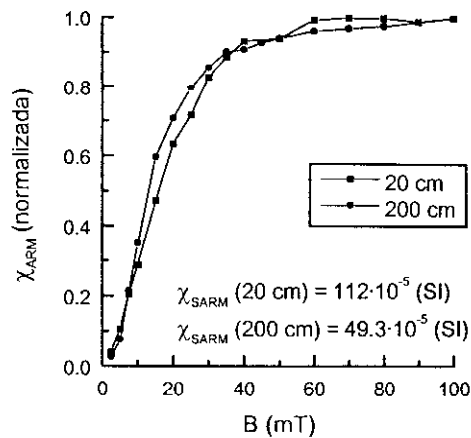


Fig. 6.7: Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 20 y 200 cm de profundidad en el perfil ARL6.

menor en la parte superior del suelo. Para la muestra situada en la superficie, el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética muestra un ciclo bien cuadrado y que se cierra completamente a 0.4 T, tal y como también indica la diferencia de magnetización ΔM . En cambio, la muestra de 80 cm, posee un ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética menos cuadrado que el anterior, no cierra completamente hasta 0.7 T y es posible observar constreñimiento o estrechamiento del mismo para campos pequeños. Este comportamiento indica, probablemente, una mezcla de dos fases mineralógicas de diferente coercitividad. Este hecho puede originar el cambio de pendiente en la curva de ΔM observado a aproximadamente 0.3 T. A partir de 40 cm de profundidad, los ciclos de histéresis analizados tienen comportamiento similar al observado en la muestra de 80 cm.

Conclusiones

En resumen, este perfil está caracterizado por una máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP cerca del límite SP/SD en la parte superior del suelo (0 -20 cm), la cual disminuye con la profundidad, al mismo tiempo que aumenta la concentración de minerales antiferromagnéticos tanto en estado SD como, probablemente, SP y de minerales ferrimagnéticos en estado SP. La coercitividad de las muestras en los horizontes B_t es inferior a la encontrada en el horizonte C (material original) de la llanura aluvial.

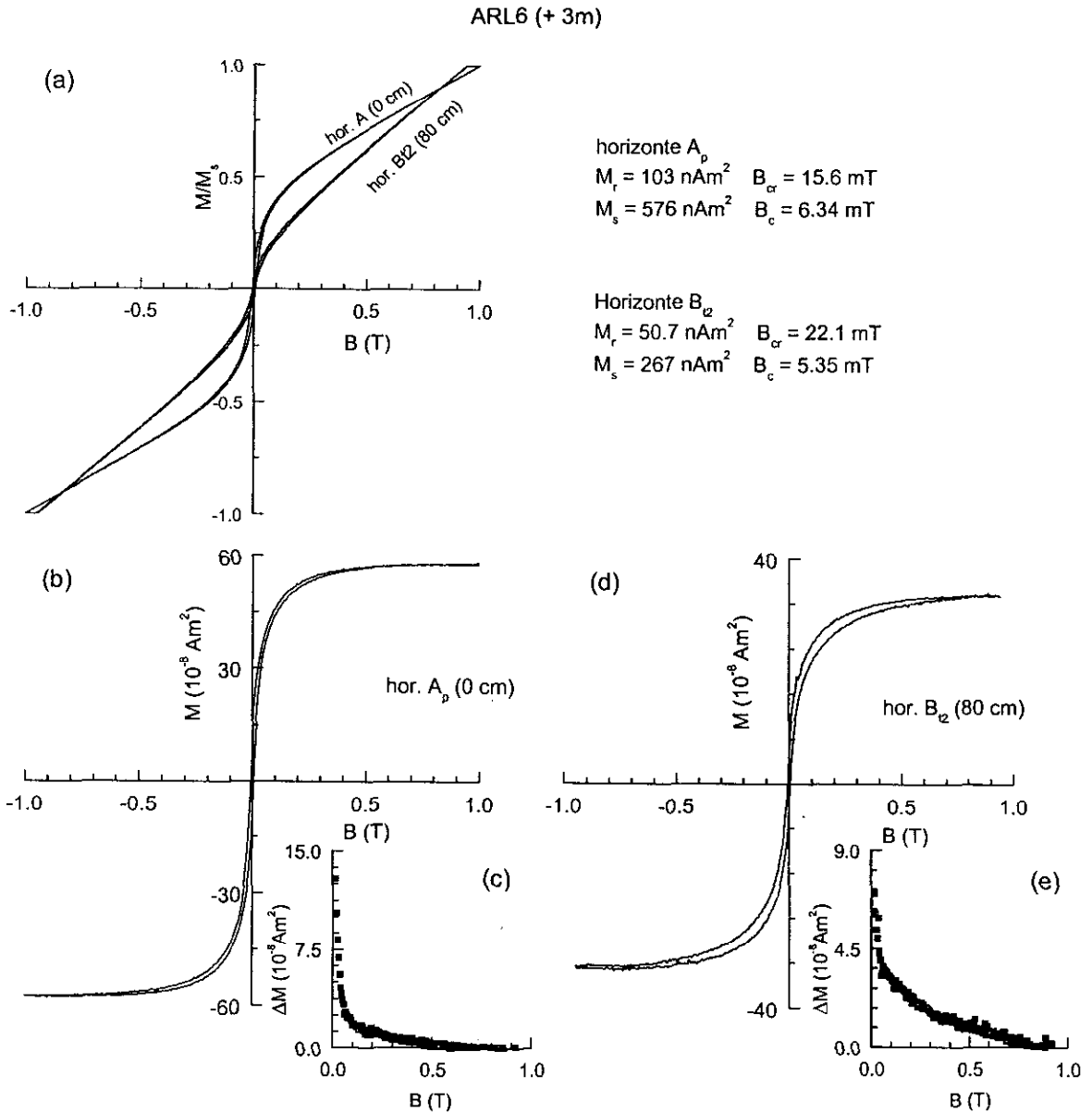


Fig. 6.8: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 0 y 80 cm de profundidad en el perfil ARL6, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (d) corregidos por dicha fracción. (c) y (e) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestras situadas a 0 y 80 cm de profundidad, respectivamente.

6.1.3.- TERRAZA DE + 10 m (perfil ARL5)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno superior y situada a + 10 m por encima del nivel actual del río, se muestreó el perfil ARL5. Este perfil de suelo consta de un horizonte A y un horizonte eluvial E y entre se observa el horizonte de transición EA. El horizonte E posee, además,

restos del horizonte inferior B_{tg1} . El espesor total de estos horizontes superficiales es de 105 cm. Los horizontes B_{tg1} y B_{tg2} (de iluviación de arcillas y con signos de gelificación) se encuentran comprendidos entre 105 y 235 cm de profundidad. A partir de 235 cm y hasta 280 cm es posible observar los horizontes 2C, constituidos por margas. A partir de 280 cm se observa el nivel freático.

Descripción de los parámetros magnéticos

Al igual que el perfil estudiado anteriormente, los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a ambas temperaturas (Fig. 6.9a, c, i y j), muestran el aumento característico los valores de dichos parámetros en la parte superior del perfil (0 – 20 cm), con una disminución brusca hasta 50 cm de profundidad. A partir de ahí la disminución de los valores de χ_{ARM} e IRM será menor y más suavizada. Entre 100 y 140 cm de profundidad (horizonte B_{tg1}), se observa un aumento en los valores de los diferentes parámetros, especialmente en χ y χ_{ARM} , coincidiendo con un horizonte de acumulación de nódulos de Fe – Mn observado durante el muestreo. A partir del análisis de estos gráficos se puede indicar que existe una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del suelo, respecto al resto del perfil. El máximo en los parámetros magnéticos observado a 20 cm de profundidad puede deberse a la creación de minerales ferrimagnéticos en condiciones anaeróbicas. La Fig. 6.9k, en la que se representa la relación $IRM_{100}/SIRM$, indica entre 0 y 30 cm de profundidad se sitúa la mayor concentración de minerales ferrimagnéticos, tanto a temperatura ambiente como a 77K. A partir de 30 cm se produce una disminución continua en la relación representada y, por tanto, un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos, hasta la profundidad de 180 cm con valores de $IRM_{100}/SIRM$ de 0.25 y 0.15 a 293 y 77 K, respectivamente. A partir de ahí y hasta el final del perfil disminuye la concentración de minerales antiferromagnéticos. Por tanto, salvo en el horizonte más superficial, en todo el perfil y, especialmente en los horizontes B_{tg1} y B_{tg2} , los parámetros magnéticos están dominados por minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos.

Las curvas correspondientes a los parámetros de histéresis (Figs. 6.9e – h) indican la presencia de una fracción importante de minerales antiferromagnéticos a partir de 60 cm de profundidad y hasta el final del perfil.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 6.9a) se observa que la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es menor en la parte superior del suelo (0 – 40 cm) que en el resto del perfil.

En cuanto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos presentes se puede señalar lo siguiente:

a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es mayor en la

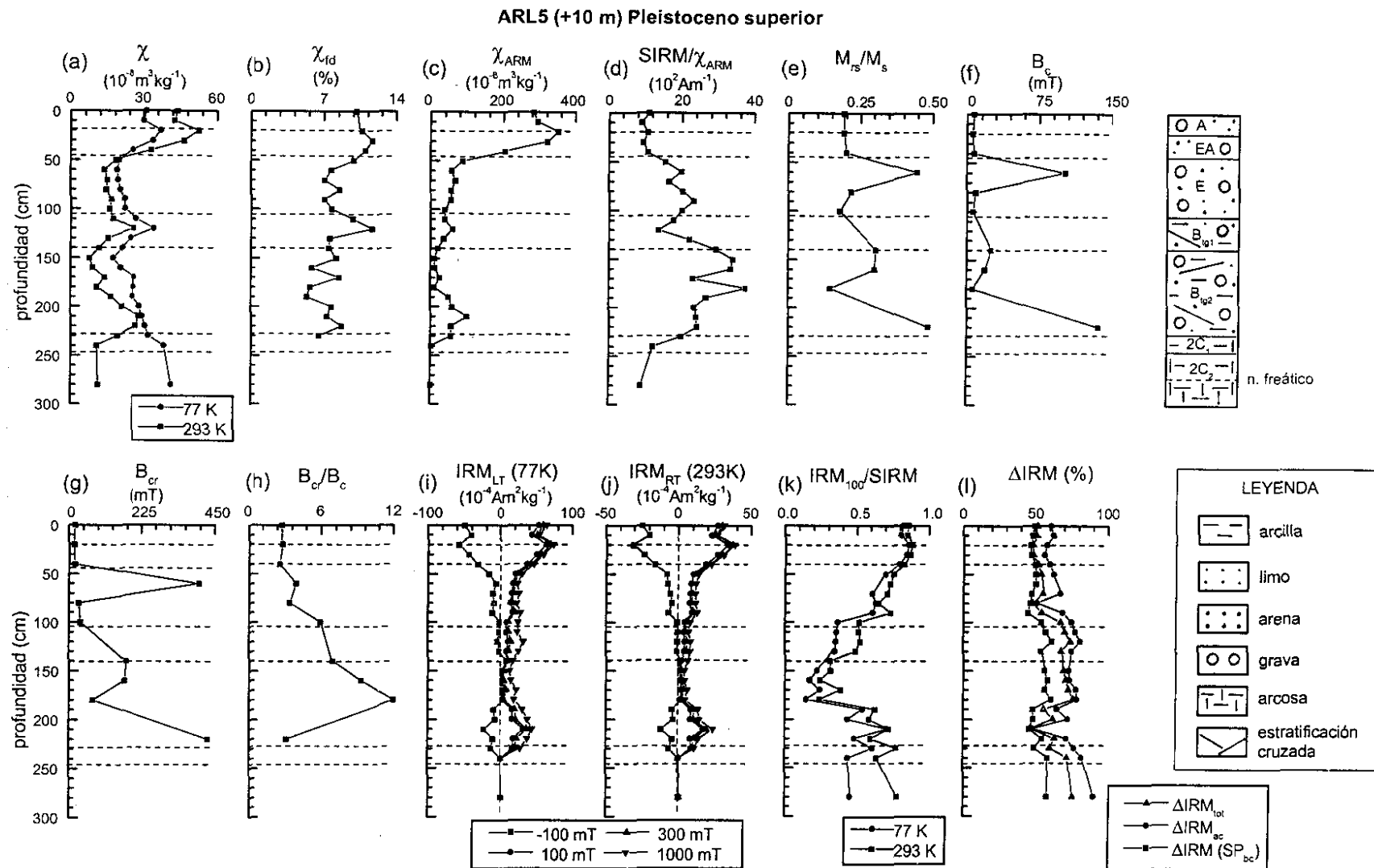


Fig. 6.9: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL5, correspondiente a la terraza de +10 m del río Arlanzón (Pleistoceno superior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

parte superior del perfil (0 – 50 cm) y entre 110 y 120 cm de profundidad, con valores de χ_{fd} superiores al 10 % (Fig. 6.9b). El resto del perfil posee baja concentración de dichos minerales con valores de χ_{fd} oscilando entre 5 y 10 %.

- b) La curva de variación de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 6.9d) indica que los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD se encuentran en estado SD fino en la parte superior del perfil. La elevada concentración de minerales de alta coercitividad a partir de 50 cm de profundidad dificulta la estimación del tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- c) La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* es mayor a partir de 100 cm de profundidad que en la parte superior del perfil, tal y como indica el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 6.9l). En el intervalo comprendido entre 100 y 180 cm de profundidad, coincidiendo con una mayor concentración de minerales de alta coercitividad, se observan valores máximos de ΔIRM (SP_{bc}), comprendidos entre 50 y 60 %.

Los minerales antiferromagnéticos, presentes en todo el perfil salvo en el horizonte A, se encuentran tanto en estado SD como, probablemente, SP, tal y como indican los parámetros $IRM_{100}/SIRM$ y ΔIRM_{ac} (Figs. 6.9k, l). Entre 100 y 130 cm de profundidad se observa una importante concentración de minerales antiferromagnéticos en ambos estados magnéticos.

Representando $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} (Fig. 6.10), se puede observar comportamientos diferentes según los horizontes (profundidad) en la que están situadas las muestras. Las muestras de los horizontes A/EA están agrupadas en la parte inferior del gráfico, mientras que las muestras correspondientes al horizonte E poseen una tendencia a disminuir el valor de $SIRM/\chi_{ARM}$ cuando χ_{fd} aumenta. En general, la tendencia observada en estos dos horizontes es diferente que la mostrada por las muestras de los horizontes B_{lg}, en los que la presencia de minerales de alta coercitividad es muy importante.

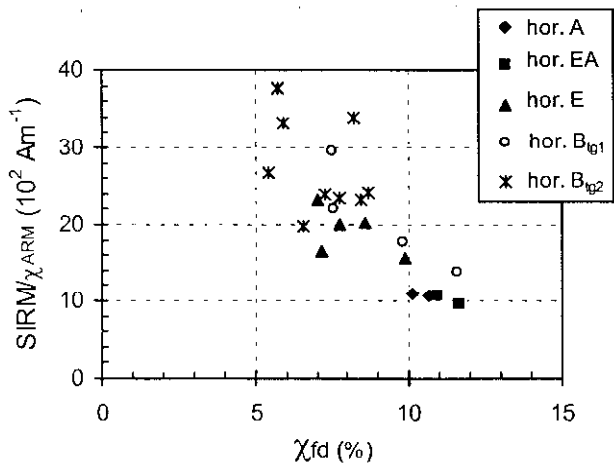


Fig. 6.10: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL5.

La Fig. 6.11a, muestra las curvas de adquisición de χ_{ARM} para dos muestras situadas a 60 y 140 cm de profundidad respectivamente. La adquisición de χ_{ARM} es similar para ambas muestras hasta

25 mT, sin embargo, la muestra situada a 140 cm no queda completamente saturada para el campo máximo aplicado (100 mT). En la Fig. 6.11b se representan para la muestra situada a 140 cm las curvas de adquisición de IRM cuando el campo se aplica a 293 K y se mide la magnetización a dicha temperatura y posteriormente a 77 K. Además también se representa el valor de IRM a 1000 mT cuando el campo se aplica a 77 K y se mide la respuesta magnética a dicha temperatura. Comparando las curvas se observa que no es posible saturar las muestras a 293 y 77 K para el campo máximo aplicado. Este comportamiento se debe posiblemente a la presencia de goetita en estado SD ya que aumenta el valor de la IRM cuando se aplica el campo a 293 K y se mide la magnetización a baja temperatura, puesto que aumenta a 77 K respecto a temperatura ambiente el valor de la magnetización espontánea de dicho mineral. El fuerte aumento del valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K y se mide la magnetización a dicha temperatura se debe tanto a la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 77 y 293 K, como a la contribución de goetita SD y minerales antiferromagnéticos en estado SP. A partir de este experimento no es posible conocer si parte de la respuesta magnética se debe también a la contribución de hematites.

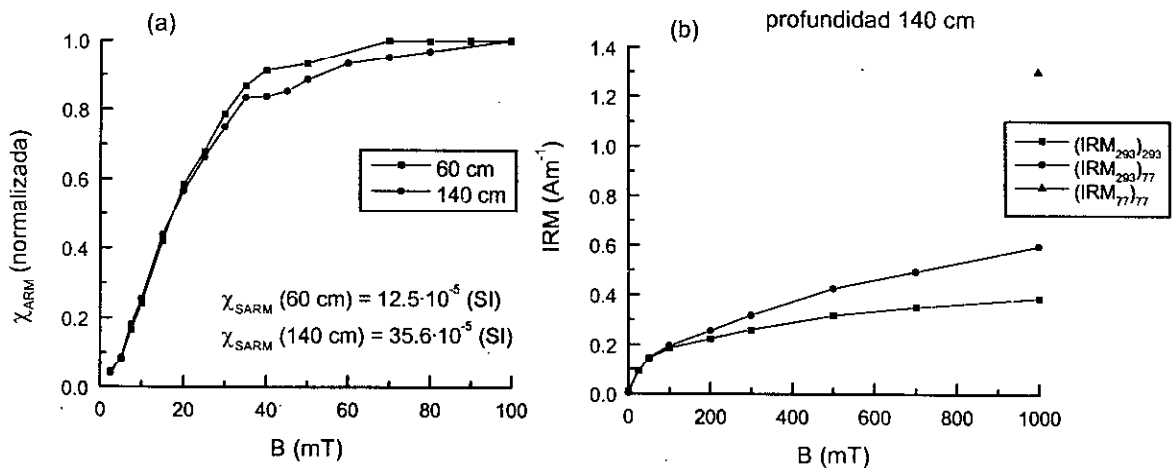


Fig. 6.11: (a) Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 60 y 140 cm de profundidad en el perfil ARL5. (b) Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas para la muestra situada a 140 cm de profundidad en dicho perfil.

Las curvas de histéresis dibujadas para las muestras situadas a 20 y 220 cm de profundidad (Fig. 6.12) muestran un comportamiento claramente diferenciado. La muestra situada en el horizonte superficial posee tan solo minerales ferrimagnéticos, este hecho puede observarse tanto en los ciclos de histéresis como en la curva de ΔM (diferencia entre los valores de la magnetización para el ciclo ascendente y descendente, cuando el campo es mayor que cero), la cual posee valores nulos a partir de 0.15 T. El ciclo de histéresis sin corregir por la fracción paramagnética muestra la presencia, además de minerales paramagnéticos. El comportamiento magnético de la muestra de 220 cm está dominado

por minerales antiferromagnéticos de muy alta coercitividad (quizás goetita), mostrando un ciclo de histéresis ancho y muy constreñido, el cual no se cierra hasta campos de 1 T o superiores.

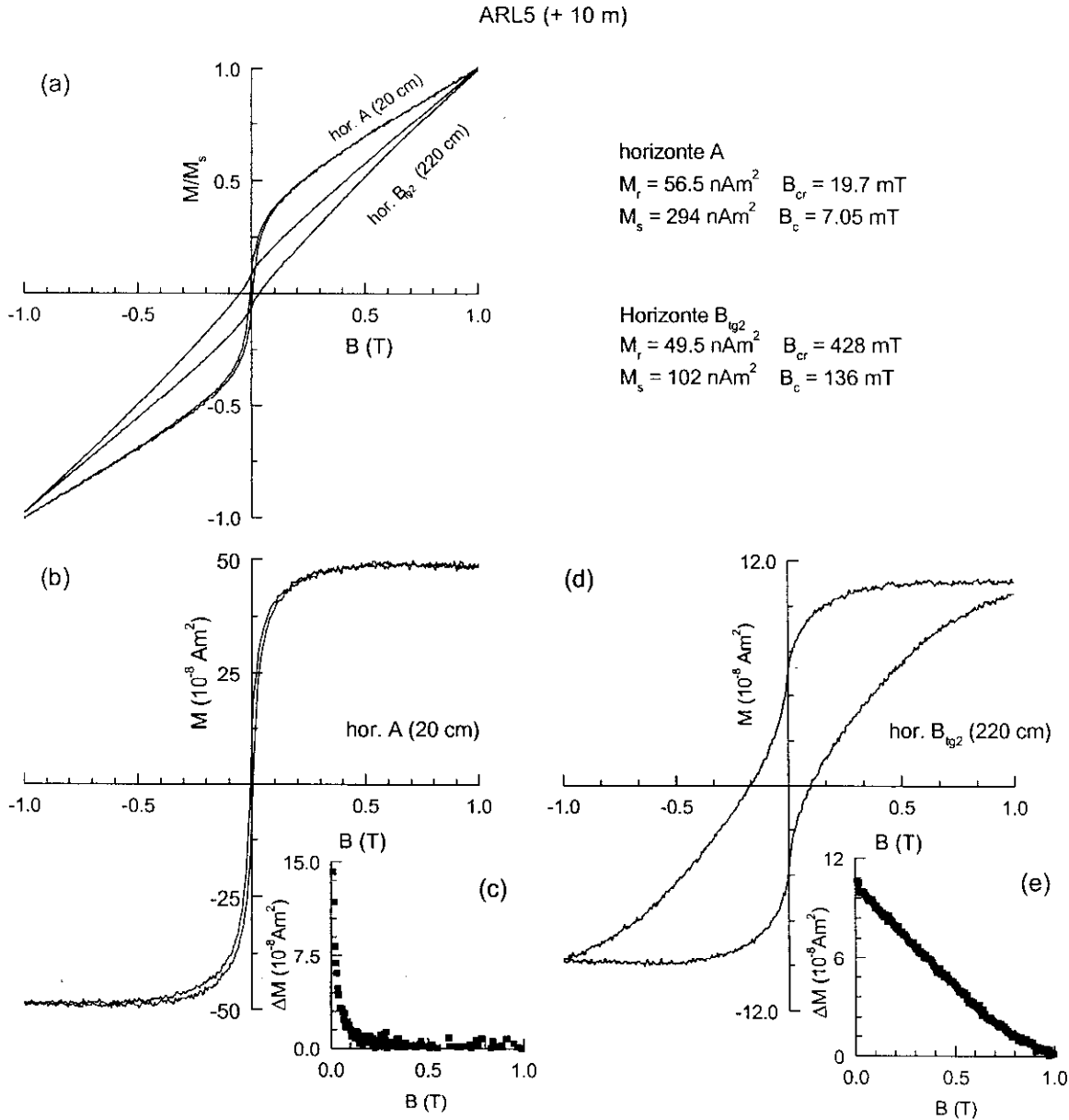


Fig. 6.12: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 220 cm de profundidad en el perfil ARL5, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (d) corregidos por dicha fracción. (c) y (e) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestras situadas a 20 y 220 cm de profundidad, respectivamente.

Conclusiones

En resumen, se observa que la respuesta magnética en la parte más superficial del suelo está dominada por una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino y SP cerca del límite SP/SD. Los horizontes iluviales poseen una concentración muy elevada de minerales de alta coercitividad tanto en estado SD como probablemente en estado SP. Este perfil muestra mayor concentración de minerales antiferromagnéticos que el perfil estudiado anteriormente (ARL5, + 10 m).

6.1.4.- TERRAZA DE + 20 m (perfil ARL4)

Breve descripción litológica

Esta terraza corresponde al límite Pleistoceno medio/superior, situándose a + 20 m por encima del nivel actual del río. En ella se muestreó el perfil de suelo ARL4, el cual muestra un horizonte A y el horizonte eluvial E muy desarrollados, cuyos espesores son del orden de 35 y 90 cm, respectivamente. Bajo el horizonte E, a 125 cm de profundidad, se observan los horizontes B_{tg1} y B_{tg2} , con iluviación de arcillas y con signos de gleificación, también muy desarrollados y cuya profundidad se sitúa, al menos, a 250 cm.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de parámetros magnéticos muestran como χ , χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 6.13a, c, i y j) poseen el comportamiento típico con la profundidad para dichos parámetros, también encontrado en los perfiles anteriormente analizados, con un aumento de los valores de estos parámetros en la parte superior del suelo (0 – 40 cm) y una disminución rápida entre 50 y 100 cm. A partir de ese nivel los valores de dichos parámetros se mantienen más o menos constantes al aumentar la profundidad de muestreo. Es posible encontrar diferencias en la forma de las curvas de estos tres parámetros indicadas, especialmente en el horizonte A. Los valores de χ e IRM aumentan desde la superficie hasta 10 cm, mientras que la χ_{ARM} disminuye en este intervalo de profundidad. Este hecho puede deberse a que aunque la concentración de minerales ferrimagnéticos sea mayor a 10 cm de profundidad que en la superficie del suelo, sin embargo, el tamaño de grano de dichos minerales en estado SD a 10 cm sea ligeramente más elevado. A partir de esta profundidad la concentración de minerales ferrimagnéticos disminuye, y a partir de 100 cm y hasta el final del perfil la concentración de estos minerales es muy baja. Analizando las curvas de IRM y la relación $IRM_{100}/SIRM$ a ambas temperaturas (Figs. 6.13i, j y k), es posible determinar que los valores de los parámetros magnéticos analizados están dominados por minerales de muy baja coercitividad entre 0 y 50 cm de profundidad,

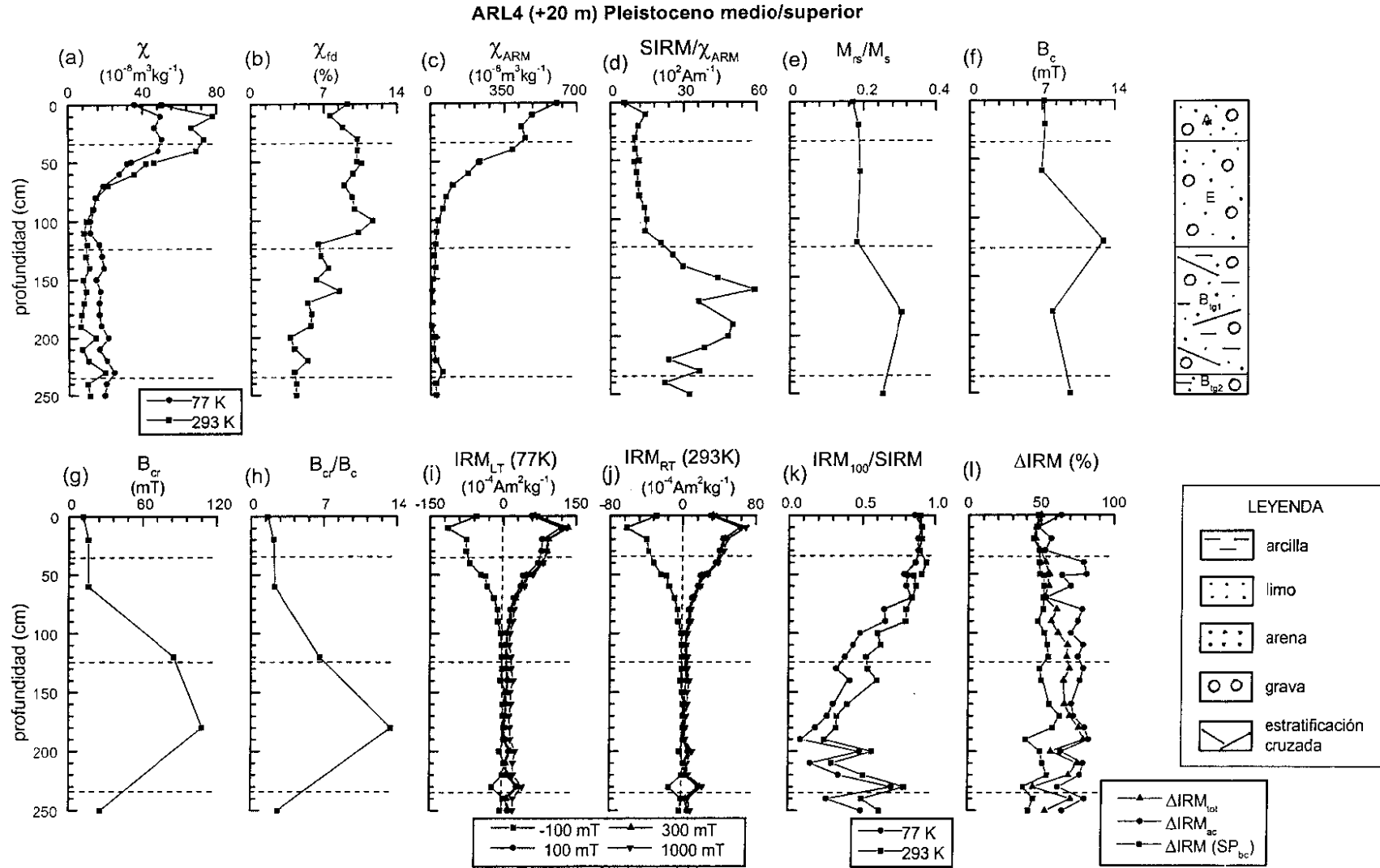


Fig. 6.13: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL4, correspondiente a la terraza de + 20 m del río Arlanzón (Pleistoceno medio/superior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

tanto a temperatura ambiente como a 77 K. A partir de dicha profundidad, aumenta progresivamente la concentración de minerales antiferromagnéticos (a ambas temperaturas), hasta alcanzar valores máximos a 190 cm ($IRM_{100}/SIRM$ con valores de 0.25 y 0.1 a 293 y 77 K, respectivamente), siendo siempre menor la concentración de dichos minerales a temperatura ambiente que a 77 K. A 200 y 230 cm se observan dos máximos de $IRM_{100}/SIRM$, coincidiendo con pequeños máximos en la concentración de minerales ferrimagnéticos. Los parámetros de histéresis obtenidos a partir de las curvas de histéresis (Figs. 6.13e – h), muestran una concentración importante de minerales de alta coercitividad en la parte inferior del horizonte E y en los horizontes B_{tg} , mientras que la parte superior del perfil indica tan solo minerales de baja coercitividad.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 6.13a) se observa que la concentración relativa de minerales magnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos es mucho mayor en la parte superior del suelo (0 – 60 cm) que en la parte inferior, en la que aumenta la concentración relativa de minerales paramagnéticos.

En cuanto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos en el perfil, se puede indicar lo siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD, es mayor en los horizontes A y E (Fig. 6.13b), con valores de χ_{fd} comprendidos entre 7.2 y 13 %, que en los horizontes de iluviación (B_{tg1} y B_{tg2}), cuyos valores son siempre inferiores al 8 %.
- Los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 6.13d) indican que la concentración de minerales ferrimagnéticos SD *finos* es mayor en la superficie del suelo que a mayor profundidad. En los horizontes A y E, el estado magnético de estos minerales aumenta ligeramente con la profundidad. En el horizonte B_{tg1} la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ aumenta considerablemente respecto a los valores encontrados en los horizontes superiores, alcanzando valores máximos de hasta $60 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$ a 160 cm, debido a la influencia de minerales antiferromagnéticos. Los parámetros de histéresis calculados para las muestras situadas en la parte superior del suelo (0 – 60 cm), indican (según Day *et al.*, 1997) que el estado magnético de los minerales ferrimagnéticos corresponde a PSD.
- La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* indicada por ΔIRM (SP_{bc}) aumenta ligeramente con la profundidad hasta 170 cm (Fig. 6.13l). En el horizonte B_{tg1} se observan máximos y mínimos de dicha concentración.

Los minerales antiferromagnéticos se encuentran tanto en estado SD como en estado SP (Figs 6.13k y l). La concentración de dichos minerales en estado SD es mínima en la parte superior del perfil, aumentando con la profundidad hasta adquirir un valor máximo a 190 cm. El parámetro ΔIRM_{ac} indica que la contribución total de dichos minerales en estado SP es mínima en el horizonte A (50 – 65 %) y máxima en la parte inferior del horizonte E y en el horizonte B_{tg1} hasta 190 cm de profundidad (70 – 85 %).

La relación existente entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} (Fig. 6.14), muestra la agrupación de los puntos

correspondientes a los horizontes A y E, indicando una correlación entre la concentración de granos ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD y la concentración de granos ferrimagnéticos SD *finos*. Como ya se ha indicado, la influencia de minerales de alta coercitividad en el horizonte B_{tg1}, probablemente es el origen de la dispersión de los puntos correspondientes a este horizonte.

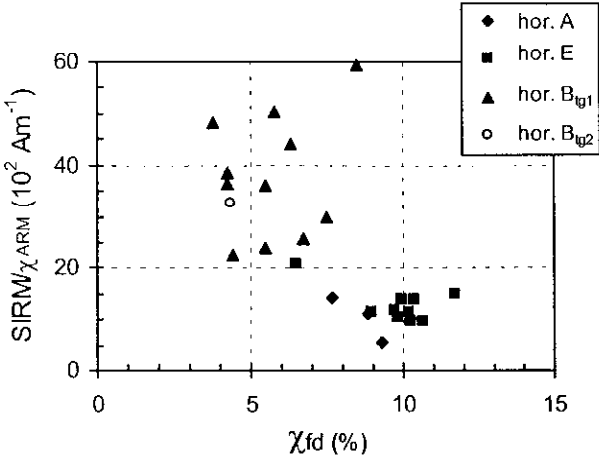


Fig. 6.14: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL4.

En la Fig. 6.15a, las curvas de adquisición de χ_{ARM} , para las muestras situadas a 10 y 150 cm, indican diferente comportamiento. La muestra más superficial (10 cm), con valores de χ_{ARM} de $230 \cdot 10^{-5}$ (SI), sufre un aumento más rápido de dicho parámetro con el campo que la muestra más inferior (150 cm), quedando saturada a para campos del orden de 60 mT. La muestra de 150 cm, en cambio, se satura para 80 – 90 mT. Los valores máximos de dicho parámetro indican que la concentración de minerales ferrimagnéticos en la muestra de 10 cm es muy elevada.

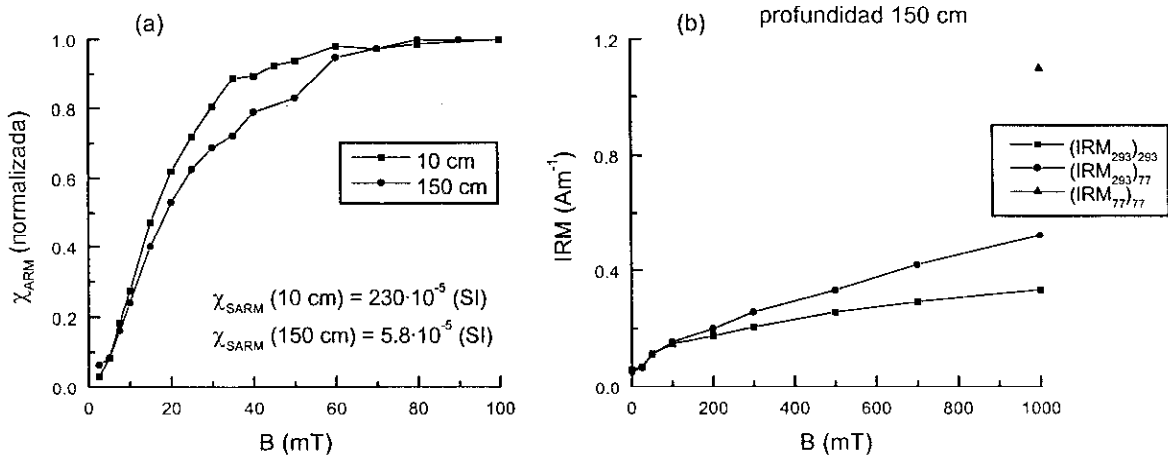


Fig. 6.15: (a) Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 10 y 150 cm de profundidad en el perfil ARL4. (b) Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas para la muestra situada a 150 cm de profundidad en dicho perfil.

En la Fig. 6.15b se representan las curvas de adquisición de IRM cuando el campo se aplica a 293 K y se mide la respuesta magnética a dicha temperatura y, posteriormente, a 77 K. También se representa el valor de IRM a 1000 mT cuando el campo se aplica a 77 K y se mide la respuesta a dicha temperatura. Estas curvas indican la presencia de una importante fracción de minerales antiferromagnéticos. El aumento de los valores de IRM cuando se aplica el campo a 293 K y se mide a baja temperatura, es un claro indicio de la presencia de goetita, ya que la magnetización espontánea de este mineral aumenta a baja temperatura. El fuerte aumento del valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K, respecto al valor calculado a temperatura ambiente indica la contribución a baja temperatura de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP y de goetita en estado SD.

La Fig. 6.16 muestra las diferentes curvas de histéresis, sin corregir y corregidas por la fracción paramagnética, para las muestras situadas a 20 y 250 cm de profundidad, observándose diferencias claras de comportamiento magnético. El ciclo de histéresis corregido para la muestra de 20 cm es muy cuadrado y se cierra completamente para campos del orden de 0.5 T, indicando una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos y quizás también, mezcla de minerales ferrimagnéticos de diferente estado magnético. En cambio, el ciclo de histéresis corregido para la muestra de 250 cm no se cierra completamente hasta campos del orden de 0.8 T o superiores y para campos pequeños presenta fuerte constreñimiento. Este comportamiento es indicativo de una mezcla de dos fases magnéticas de coercitividades diferentes. El análisis de las curvas de histéresis sin corregir indica que la fracción paramagnética es más importante en la muestra más profunda (Fig. 6.16a).

Conclusiones

En resumen, las curvas de χ e IRM muestran un claro aumento de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP cerca del límite SP/SD en los horizontes superficiales del suelo, y disminución rápida de dicha concentración, junto con aumento de la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD y SP y de minerales ferrimagnéticos en estado SP al aumentar la profundidad. A 230 cm de profundidad se observa un pequeño aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos. El comportamiento magnético de este perfil es muy similar al de la terraza anterior (ARL5).

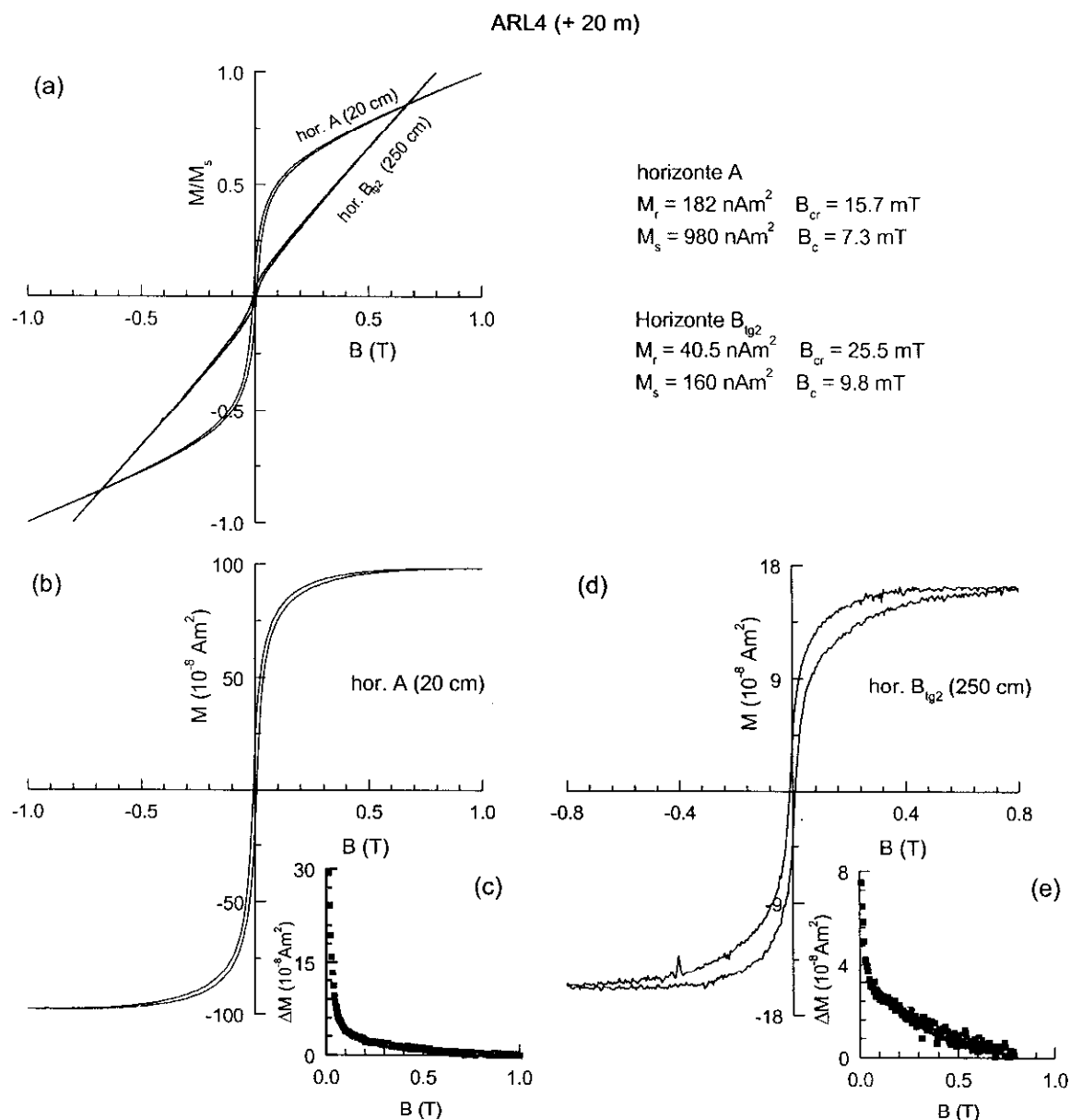


Fig. 6.16: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 250 cm de profundidad en el perfil ARL4, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (d) corregidos por dicha fracción. (c) y (e) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para la muestras situadas a 20 y 250 cm de profundidad, respectivamente.

6.1.5.- TERRAZA DE 35 m (perfil ARL3)

Breve descripción litológica

Esta terraza corresponde al Pleistoceno medio, y en ella se realizó el perfil de suelo ARL3. Este perfil consta, al igual que los perfiles ARL5 y ARL4, de los horizontes A, y E, de 35 cm y 55 cm de espesor, respectivamente. Bajo estos horizontes, a 90 cm de profundidad se encuentran los

horizontes iluviales B_t (con bandas areno – arcillosas y con penetración del horizonte E en lenguas de hasta 40 cm de profundidad) y B_{tg} (con signos de gleificación). A 240 cm de profundidad se encuentra el horizonte $2C_g$ (arcosa terciaria).

Descripción de los parámetros magnéticos

En este suelo, a diferencia de los estudiados anteriormente, el perfil del parámetro χ no muestra el comportamiento típico de dicha propiedad según la profundidad de muestreo encontrado en las terrazas anteriores (Fig. 6.17a). Es posible observar el aumento de los valores de χ en la parte superior del suelo (0 – 40) y la rápida disminución de los mismos con la profundidad hasta 80 cm. Sin embargo, a partir de dicha profundidad se observa una secuencia de máximos y mínimos. Parámetros tales como χ_{ARM} e IRM y a diferentes temperaturas (Figs. 6.17c, i y j) muestran el aumento de dichos parámetros en la parte superior del suelo, disminución brusca hasta 90 cm de profundidad y valores más o menos constantes de dichos parámetros en el horizonte B_t (110–170 cm). A 90-100 y 200 cm se observan dos máximos correlacionables con los observados en χ . Correlacionando estas curvas con las correspondientes a $IRM_{100}/SIRM$ a diferentes temperaturas (Fig. 6.17 k) se puede indicar que en la parte superficial del suelo (0 -30 cm) se sitúa la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos. Dicha concentración disminuye rápidamente con la profundidad, hasta alcanzar valores estables a las profundidades indicadas anteriormente (Fig. 6.17j). Los máximos observados en los parámetros magnéticos a 90–100 y 200 cm se deben a un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos, mientras que los mínimos observados a 180–190 cm y 260–290 cm corresponden a diferentes aumentos en la concentración de minerales de alta coercitividad. Las diferencias encontradas en el comportamiento entre χ y IRM, especialmente en el horizonte B_t se deben, a la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP (Fig. 6.17b) y de minerales paramagnéticos que contribuyen en la medida de χ , pero no en los valores de IRM. Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 6.17a) se observa que en todo el perfil salvo en los intervalos de 180 – 190 cm y 260 – 290 cm, los valores de χ a 293 K son superiores a los de este parámetro a 77 K, indicando una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en todo el perfil. Por tanto, a baja temperatura, el efecto de los minerales paramagnéticos de aumentar el valor de χ es menor que la disminución de dicho parámetro producida por los minerales ferrimagnéticos en estado SP.

En cuanto al estado magnético en que se encuentran los minerales ferrimagnéticos se puede señalar lo siguiente:

- a) La curva χ_{fd} (Fig. 6.17b) indica una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD en todo el perfil. Se observan bandas en las cuales la concentración es máxima, llegándose a obtener valores de χ_{fd} de incluso 14.5 %.

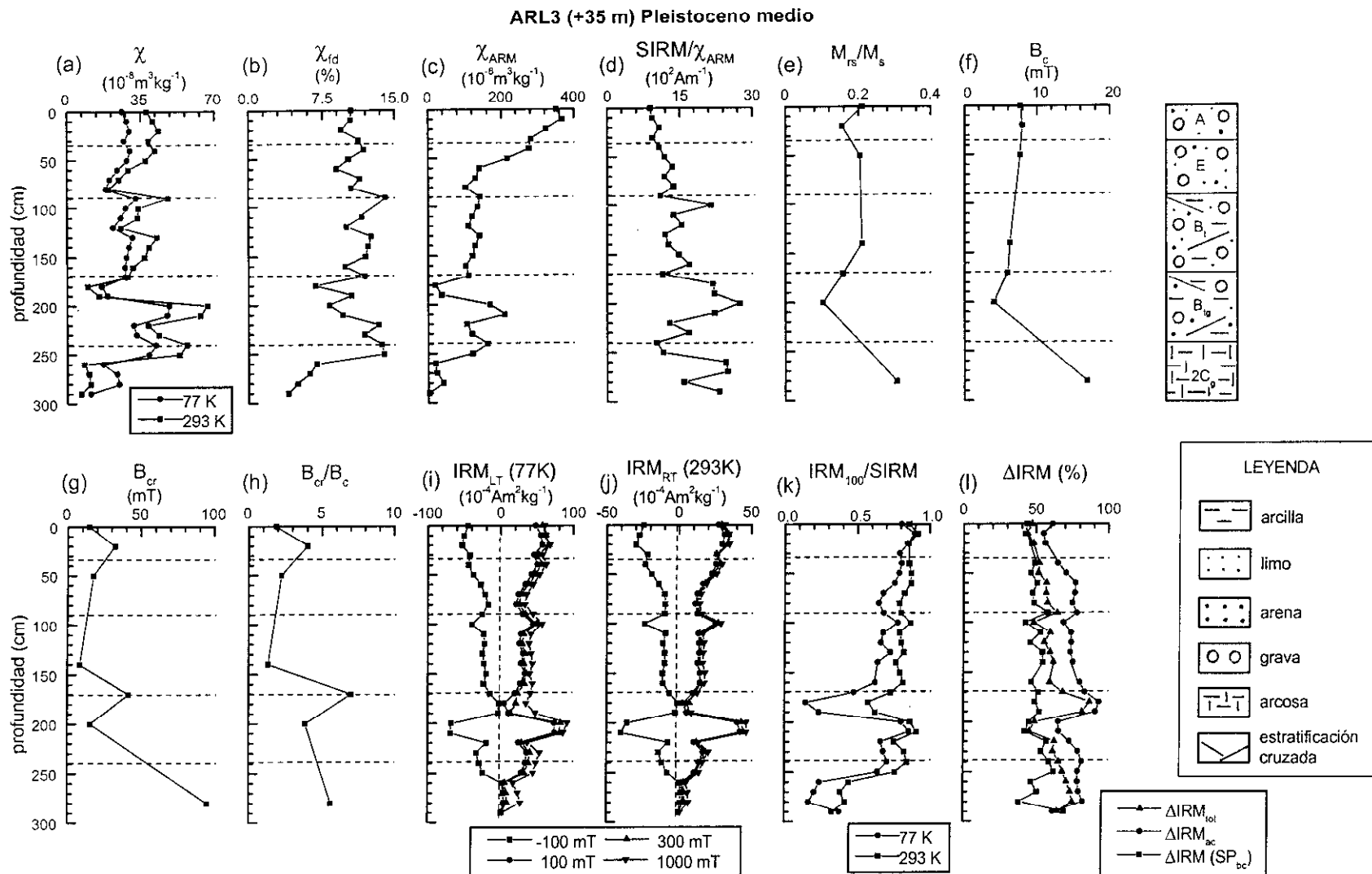


Fig. 6.17: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL3, correspondiente a la terraza de +35 m del río Arlanzón (Pleistoceno medio). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

- b) Los valores medidos de χ_{ARM} y $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ (Fig. 6.17d) indican que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino es más elevada en la parte superior del suelo, aumentando, dentro del rango SD, el tamaño de grano con la profundidad. En los intervalos señalados en los cuales aumenta la concentración de minerales antiferromagnéticos, la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ aumenta su valor.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, según indica ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 6.17l), es inferior en la parte más superficial del suelo (0–20 cm) y en los intervalos donde la concentración de dichos minerales en estado SD es mayor.

Los minerales antiferromagnéticos se encuentran tanto en estado SD como, probablemente, en estado SP (Figs. 6.17k y l). Los intervalos en los que la concentración de dichos minerales en estado SD es máxima están situados entre 160 y 200 cm (horizonte B_{tg}) y a partir de 260 cm (horizonte 2C_{g}). El parámetro $\Delta\text{IRM}_{\text{ac}}$ indica que la concentración total de dichos minerales es mínima en la parte más superficial del suelo, aumentando progresivamente hasta 60 cm de profundidad. Coincidiendo con máximos en la concentración de minerales antiferromagnéticos se sitúan los máximos de dicho parámetro que se deben tanto a la concentración de goetita en estado SD, cuya magnetización de saturación aumenta a baja temperatura y, por tanto, el valor de IRM, como a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP.

La elevada concentración, encontrada en este perfil, de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino queda reflejada, también, en la Figura 6.18. En ella se observa que todos los puntos correspondientes a los horizontes A, E y B_{t} se agrupan para valores de χ_{fd} comprendidos entre 8 y 14 % y para valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ entre 9 y $15.5 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$. Las muestras correspondientes al horizonte B_{tg} , aunque se encuentran más dispersas, muestran una misma tendencia disminuyendo $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ cuando χ_{fd} aumenta. El horizonte 2C_{g} posee la menor concentración de granos ferrimagnéticos finos del perfil.

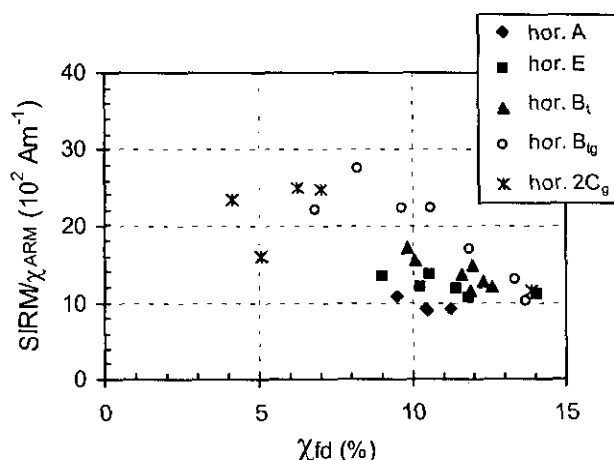


Fig. 6.18: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL3.

La Figura 6.19 muestra diferencias de comportamiento en la adquisición de χ_{ARM} entre las muestras correspondientes a los horizontes B_t y $2C_g$. La muestra más superficial queda saturada a 70 mT, mientras que para saturar la muestra de 290 cm es necesario aplicar campos alternos superiores a 100 mT. Por otra parte la intensidad de χ_{SARM} (χ_{ARM} a 100 mT) para la muestra situada a 150 cm es 34 veces superior a la de la muestra de 290 cm, indicando que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es más elevada en 150 cm.

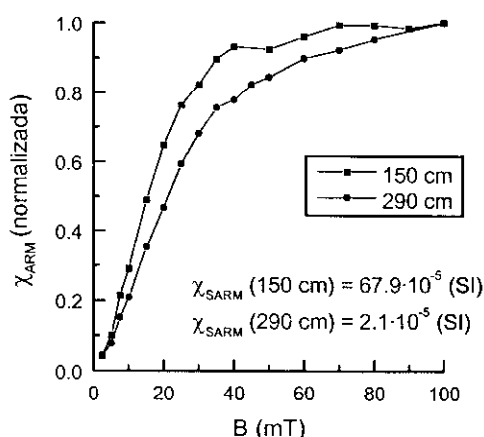


Fig. 6.19: Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 150 y 290 cm de profundidad en el perfil ARL3.

Los ciclos de histéresis representados en la Fig. 6.20 indican, por una parte una concentración similar de minerales paramagnéticos en las muestras representadas y, por otra parte, que las muestras están dominadas, por minerales ferrimagnéticos, mostrando ambas muestras ciclos de histéresis bien cuadrados y que se cierran bien para campos inferiores a 0.5 T.

Conclusiones

En resumen, en este perfil se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos, de baja coercitividad, respecto a la calculada en las terrazas anteriores. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es máxima en la parte superficial del suelo (0 -30 cm), disminuyendo, a partir de ahí, la concentración de dichos minerales, pero sin observarse un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD hasta 180 cm. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* aumenta con la profundidad de muestreo, mientras que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil.

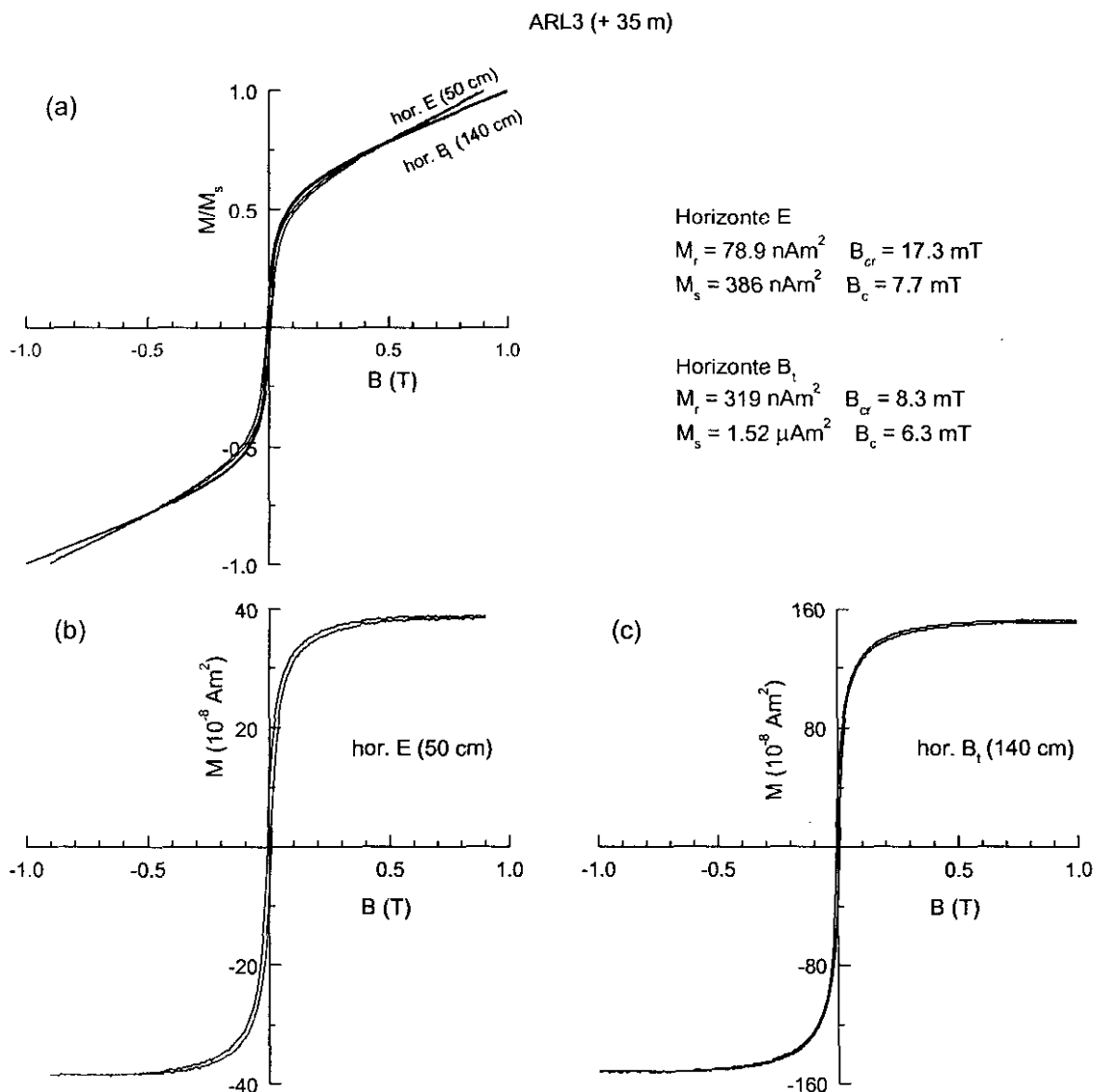


Fig. 6.20: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 50 y 140 cm de profundidad en el perfil ARL3, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

6.1.5.- TERRAZA DE + 60 m (perfil ARL2)

Breve descripción litológica

Esta terraza, correspondiente al límite Pleistoceno medio/inferior, es la más antigua de las muestreadas. El perfil de suelo muestreado en ella es el ARL2, en el cual se diferencian los siguientes horizontes del suelo: Horizontes A (0–30 cm) y E (30–60 cm), horizontes iluviales B_{tg1}–B_{tg4} (60–300 cm) y horizonte 2C_g (arcosa terciaria). Los horizontes iluviales B_{tg1} y B_{tg2} poseen un alto contenido en gravas (80–90 %) y se distinguen bien de los horizontes iluviales inferiores por su diferente coloración.

Descripción de los parámetros magnéticos

Este perfil de suelo no muestra, en general, el comportamiento magnético con la profundidad típico de la mayoría de los suelos estudiados anteriormente. En la parte superior del horizonte A (0 – 10 cm) se observa un aumento del valor de los parámetros magnéticos tales como χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas (Figs. 6.21a, c, i, j), con una disminución rápida de las mismas entre 10 y 30 cm de profundidad. A partir de 50 cm es posible observar un aumento continuo de dichos parámetros hasta 170 cm y una disminución entre dicha profundidad y 250 cm. En el horizonte B_{tg4} (250 – 300 cm) es posible observar valores más o menos estables con la profundidad de los parámetros magnéticos indicados. Por tanto, existe una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte más superficial del suelo y en el intervalo comprendido entre 120 y 250 cm. Las curvas correspondientes a B_{cr} y a $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a temperatura ambiente (Fig. 6.21g y k) muestran, además, que los intervalos de valores mínimos de χ , χ_{ARM} e IRM, situados entre 40 y 60 cm y entre 270 y 320 cm, coinciden con aumentos en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD. Comparando las curvas de IRM e $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a 77 y 293 K (Figs. 6.21i, j y k), se observa un aumento de la coercitividad y de la intensidad de IRM a baja temperatura, siendo este aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos a dicha temperatura muy importante en el intervalo comprendido entre 20 y 90 cm de profundidad (horizontes E y B_{tg1}). Este fuerte aumento de la coercitividad e intensidad de IRM se debe tanto a la contribución de goetita en estado SD, cuya magnetización espontánea aumenta a baja temperatura, como a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K se observa que la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP aumenta en los intervalos comprendidos entre 30 – 120 cm y 250 – 320 cm, coincidiendo también con aumentos en la concentración de minerales antiferromagnéticos.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos varía con la profundidad según se indica a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, tal y como indica χ_{fd} (Fig. 6.21b) es máxima en el horizonte B_{tg3} , coincidiendo con el intervalo de elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, y por tanto, con valores elevados de χ e IRM. En el horizonte superficial, a diferencia que en la mayoría de los suelos estudiados se observa una baja concentración de minerales ferrimagnéticos en dicho estado magnético.
- b) Las curvas de χ_{ARM} y $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ indican que la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino se encuentra situada en el horizonte B_{tg3} . En la superficie del suelo el tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos es mayor que el de los correspondientes al horizonte B_{tg3} . En el horizonte con mayor concentración de minerales de alta coercitividad (40 –

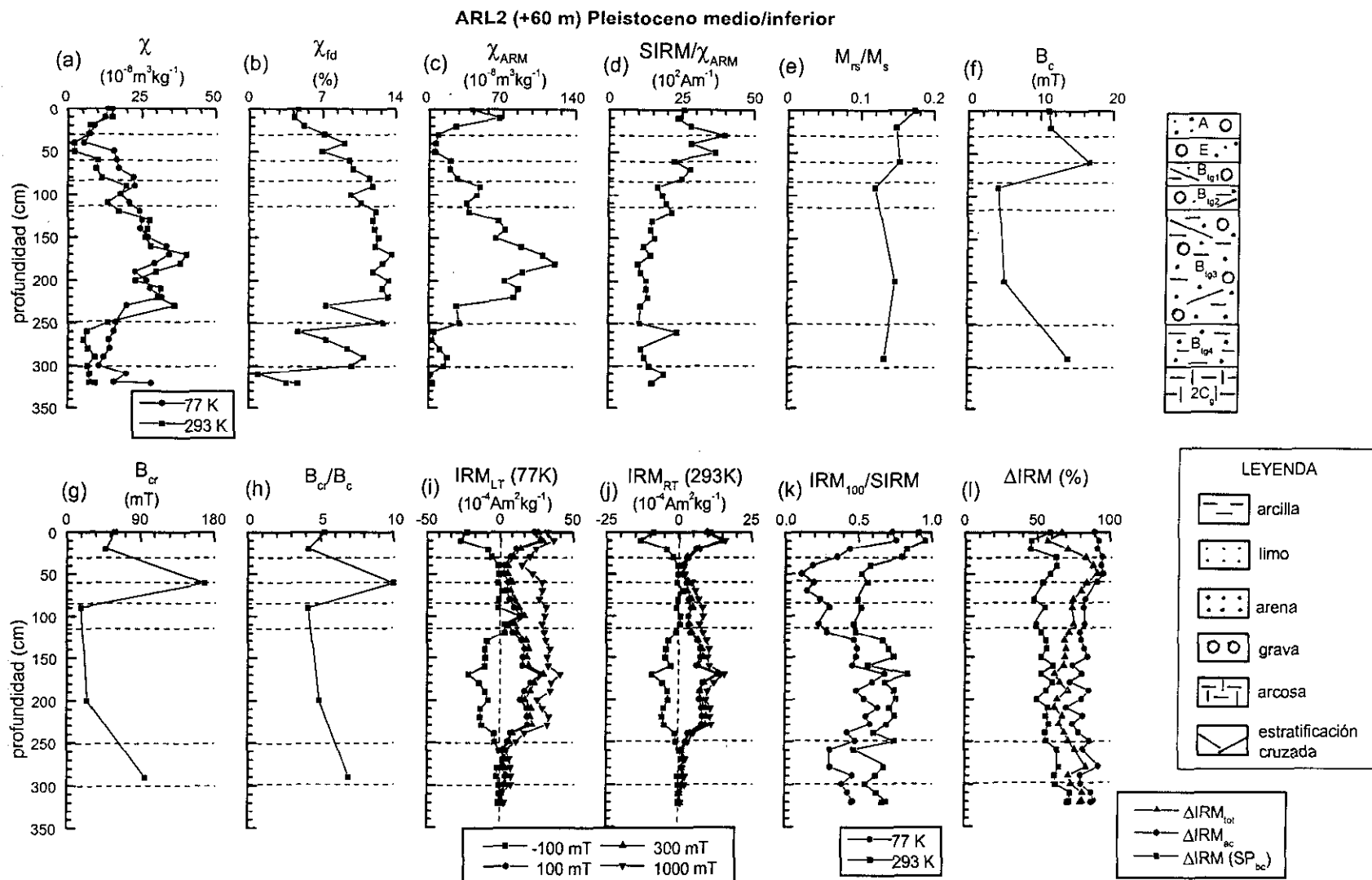


Fig. 6.21: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil ARL2, correspondiente a la terraza de + 60 m del río Arlanzón (Pleistoceno medio/inferior). Los datos de campo coercitivo remanente (B_{cr}) fueron calculados tras la aplicación de un campo de saturación (B_s) de 0.5 T.

120 cm) se observan valores elevados de $SIRM/\chi_{ARM}$, que dificultan la determinación del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos de dicho horizonte.

- c) En todo el perfil, la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, respecto a la concentración total de minerales ferrimagnéticos, es elevada (Fig. 6.211), con valores de $\Delta IRM (SP_{bc})$ superiores al 50 % en prácticamente todo el perfil. Dicha concentración aumenta, fundamentalmente en la parte inferior del perfil, a partir del horizonte B_{lg4} . Entre 10 y 20 cm se encuentra la menor concentración de dichos minerales, con valores de $\Delta IRM (SP_{bc})$ del orden de 45 %.

Los minerales antiferromagnéticos se encuentran tanto en estado SD estable, como en estado SP. Como ya se ha indicado, en los intervalos comprendido entre 40 y 120 cm y 270–320 cm de profundidad la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es elevada, con valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ de 0.5 y 0.5–0.7, respectivamente, indicando que la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos a temperatura ambiente. El comportamiento con la profundidad del parámetro ΔIRM_{ac} es diferente al encontrado en las terrazas anteriores. La curva correspondiente a este parámetro indica que la concentración total de minerales antiferromagnéticos (en estado SD y SP) es importante en todo el perfil. Los valores máximos de este parámetro se sitúan en los horizontes A y E, en los cuales la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es menor. Esto significa que, probablemente, la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente es más elevada en la parte superior del suelo.

La relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} (Fig. 6.22) muestra diferencias importantes de tamaño de grano en los diferentes horizontes del suelo. Como ya se ha indicado, el horizonte B_{lg3} es el que posee una máxima concentración de minerales ferrimagnéticos tanto en estado SP cerca del límite SP/SD, como SD *fino*. Los valores de los parámetros representados para las muestras correspondientes al resto de los horizontes del suelo se encuentran, en general, dispersos, especialmente aquellos que corresponden a los niveles con mayor concentración de minerales antiferromagnéticos. Sin embargo, en conjunto muestran una tendencia a disminuir $SIRM/\chi_{ARM}$ cuando χ_{fd} aumenta, es decir, un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD va acompañado de un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino*.

En la Fig. 6.23 se muestran las curvas de adquisición de χ_{ARM} para las muestras situadas a 100 y 270 cm de profundidad, horizontes B_{lg2} y B_{lg4} , respectivamente. Se observa una clara diferencia de coercitividad entre ambas muestras. La muestra situada a 100 cm queda completamente saturada a 70 mT, mientras que para saturar la de 270 cm es necesario aplicar campos alternos muy superiores a 100 mT.

Las curvas de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 60 y 90 cm de profundidad (horizontes E y B_{lg2} , respectivamente) se representan en la Fig. 6.24. En ambas se observa una elevada

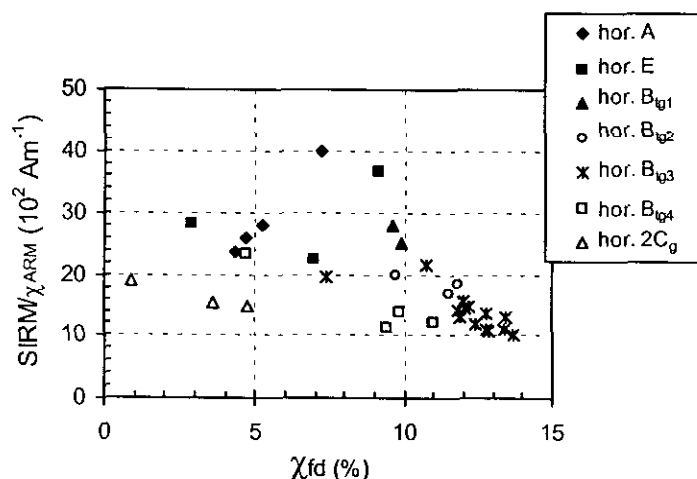


Fig. 6.22: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil ARL2.

contribución de minerales paramagnéticos. Las curvas de histéresis corregidas por la fracción paramagnética para estas muestras (Figs. 6.24b, c) poseen diferente comportamiento, aunque en los perfiles de parámetros magnéticos se observó que a estas profundidades (40 – 120 cm) existe una elevada concentración de minerales de alta coercitividad. La diferencia de comportamiento observada entre ambas muestras se debe, probablemente, a diferencias en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, tal y como indica la Figura 6.21b. En el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética para la muestra situada a 60 cm, se observa constreñimiento y no se cierra completamente hasta campos del orden de 0.5 T, por tanto, posee mezcla de fases magnéticas con coercitividades diferentes. En el caso de la muestra situada a 90 cm, es posible observar cierto constreñimiento en el ciclo de histéresis corregido y el ciclo se cierra para campos inferiores a 0.4 T.

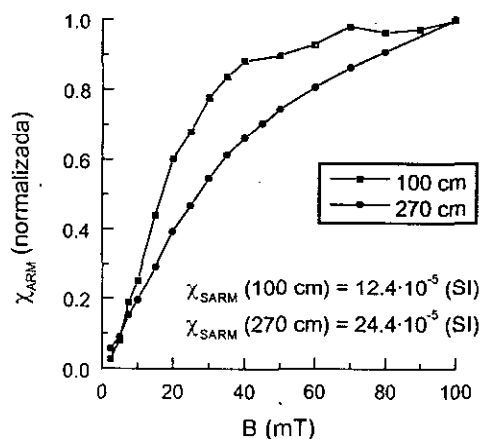


Fig. 6.23: Curvas de adquisición de χ_{ARM} frente al campo alterno aplicado para las muestras situadas a 100 y 270 cm de profundidad en el perfil ARL2.

Conclusiones

En resumen, la concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD se observa en la parte más superficial del suelo y en el horizonte B_{tg3} . Este horizonte iluvial muestra, además, aumento en la concentración de dichos minerales en estado SP cerca del estado SP/SD. Los minerales antiferromagnéticos en estado SD están presentes en todo el perfil salvo en los 30 cm primeros del

suelo. En general, salvo en el horizonte más superficial, la respuesta magnética está dominada en todo el perfil tanto por minerales ferrimagnéticos como por minerales antiferromagnéticos.

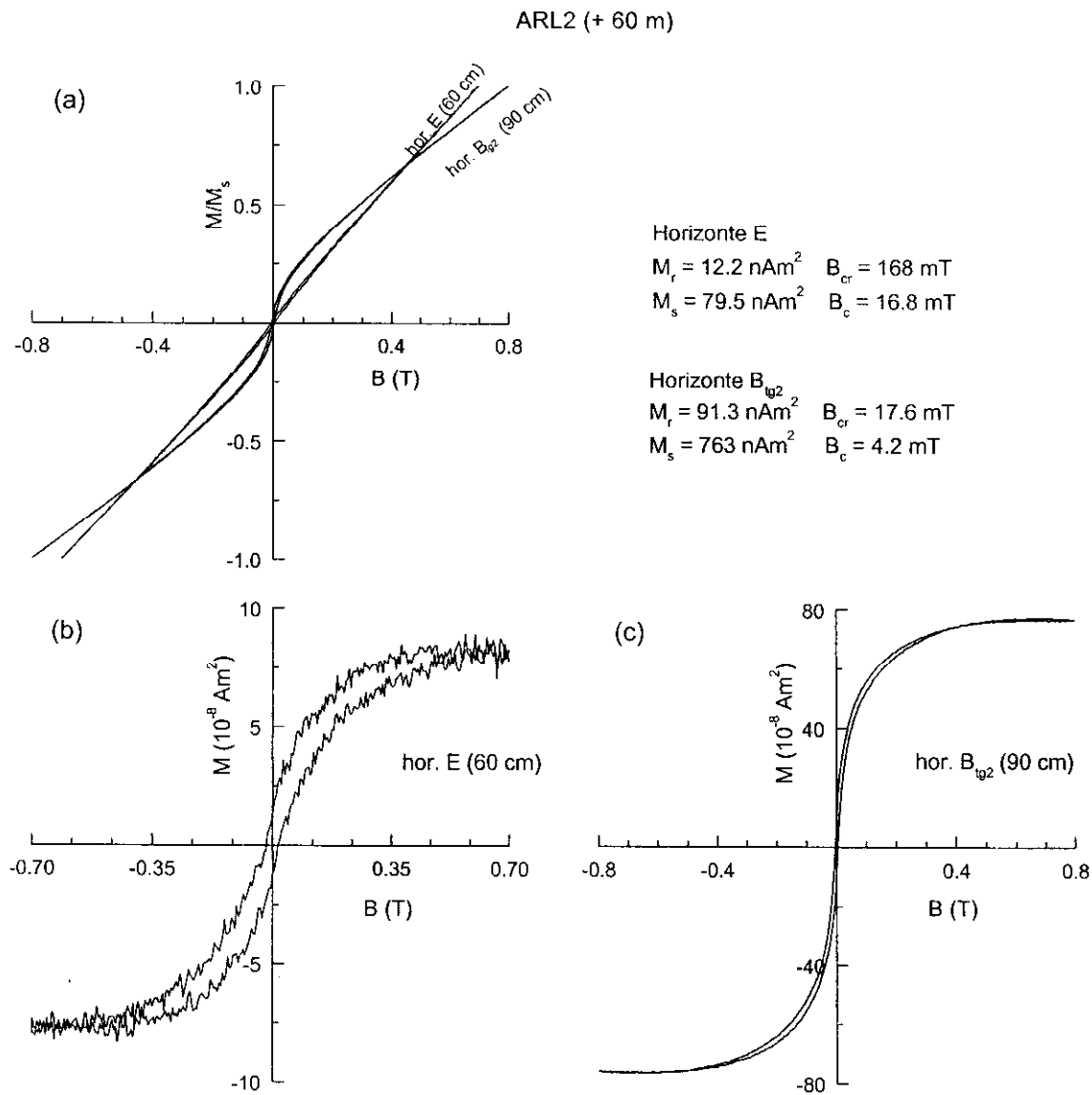


Fig. 6.24: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 60 y 90 cm de profundidad en el perfil ARL2, (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética.

6.2.- EXPERIMENTOS TERMOMAGNÉTICOS

Los experimentos termomagnéticos realizados consistieron en la medida de la susceptibilidad y de la magnetización con la temperatura (ver capítulos 2 y 4). A continuación se indican los resultados generales obtenidos para a partir de dichos experimentos:

a) Medida continua de la susceptibilidad con la temperatura desde 77 hasta 293 K

Como ya se indicó en el capítulo anterior, el análisis cualitativo de este tipo de experimentos se realizó siguiendo los métodos de Schultz-Krutisch y Heller (1985), Radhakrishnamurty (1993) y Richter y van der Pluijm (1994). Las medidas de χ (T) en el intervalo de temperatura indicado se realizó para un conjunto de 6 –7 muestras en cada uno de los perfiles de este sistema de terrazas. En la Figura 6.25 se representan las curvas de χ_{293}/χ frente a la temperatura para los perfiles ARL5 (+10 m), ARL4 (+20 m) y ARL3 (+35 m). El comportamiento que muestran estos ejemplos es característico para todos los perfiles del sistema de terrazas. En todas las muestras es posible observar correlación entre la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos.

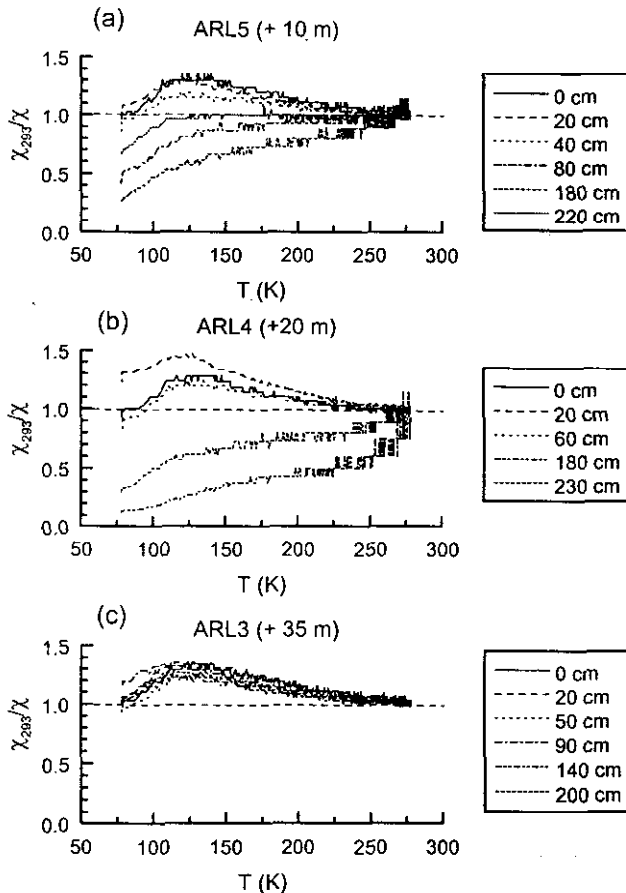


Fig. 6.25: Variación de la inversa de la susceptibilidad normalizada por su valor a temperatura ambiente (χ_{293}/χ) en función de la temperatura en el intervalo 77-293 K para muestras situadas a diferentes profundidades en los perfiles (a) ARL5, (b) ARL4 y (c) ARL3.

En todos los casos las muestras con mayor concentración relativa de minerales ferrimagnéticos poseen un máximo de χ_{293}/χ para temperaturas comprendidas entre 125–135 K. En las muestras situadas en los horizontes con menor contenido en minerales ferrimagnéticos (generalmente en los horizontes B y C) dependiendo de la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos/paramagnéticos se observa un aumento de la curva correspondiente a χ_{293}/χ con la temperatura más o menos lineal en el intervalo 150–250 K. El aumento de los valores de χ_{293}/χ en el tramo inicial de las curvas (77–100 K) se debe a la concentración de minerales paramagnéticos. Correlacionando estas curvas con los respectivos perfiles de variación de χ con la profundidad a 77 y 293 K (Figs. 6.9a, 6.13a y 6.17a), se observa que la pendiente de las curvas χ_{293}/χ (T) en el intervalo 150–250 K es positiva cuando en dichos perfiles se observa que χ (77K) > χ (293 K), indicativo de un alto contenido en minerales paramagnéticos.

b) Medida continua de la susceptibilidad con la temperatura en el intervalo 20 - 700 °C

Como ya se indicó en el caso del río Jarama, las medidas continuas de $\chi(T)$ a altas temperaturas no fueron realizadas en vacío, con lo que se favoreció la creación de nuevos minerales durante el calentamiento.

Todas las muestras analizadas se caracterizan por la creación, durante el calentamiento, de un elevado contenido de magnetita, de tal forma que en la curva de enfriamiento se observa un aumento rápido de χ a aproximadamente 580 °C, y los valores de χ para esta curva son mucho más elevados que los que muestra la curva de calentamiento (Figs. 6.26a y c). En todas las curvas de calentamiento realizadas se observa un cambio en la pendiente de la curva entre 250–275 °C, con un máximo situado entre 300–325 °C. Esta creación de una nueva fase mineralógica podría estar relacionada con la transformación lepidocrocita – maghemita, ya que la mayoría de los suelos están parcialmente gleificados, o bien con la reducción de hematites a magnetita, puesto que según se ha visto la mayoría de los suelos del sistema poseen un elevado contenido de minerales de alta coercitividad. A partir de 300 °C χ disminuye, desapareciendo una fase mineral, para volver a aumentar, generalmente a 450–475 °C. Este aumento en χ está asociado tanto a la creación de magnetita a partir de minerales de arcilla, como al efecto Hopkinson para la magnetita, puesto que para temperaturas próximas a la temperatura de Curie la mayoría de los granos magnéticos se encuentran en estado SP, produciendo un pico en la curva de χ que se desarrolla en mayor o menor medida dependiendo de la estructura de dominios. En casi todas las muestras se reconoce por encima de 600 °C un valor de χ de un orden de magnitud no despreciable en relación con el inicial. En algunos casos, como el mostrado en la Fig. 6.26a y b, se observa una disminución brusca de χ a 675 °C, temperatura de Curie característica de la hematites. Esta hematites puede ser bien original, o bien como resultado de la transformación: lepidocrocita → maghemita → hematites.

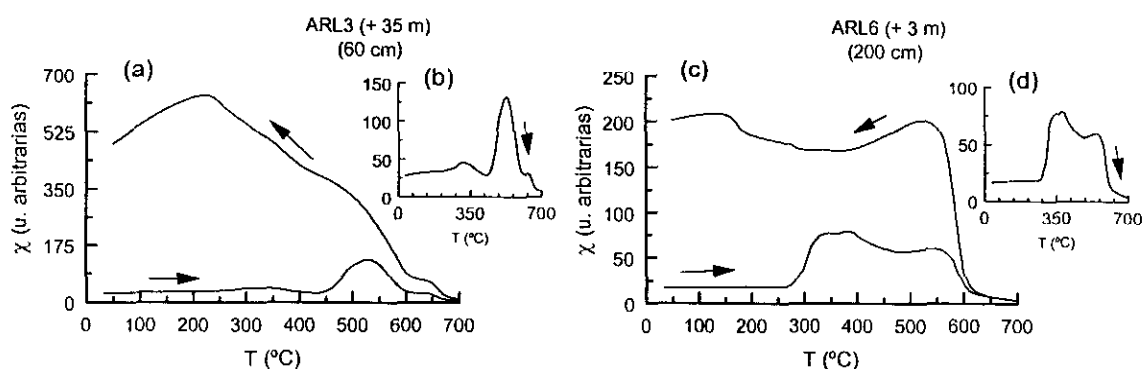


Fig. 6.26: Curvas de variación de la susceptibilidad (χ) en función de la temperatura en el intervalo 20–700 °C durante los ciclos de calentamiento y enfriamiento para las muestras situadas en (a) perfil ARL3 (60 cm de profundidad) y (c) perfil ARL6 (200 cm de profundidad). (b) y (d) Ciclos de calentamiento detallado para las muestras correspondientes al perfil ARL3 y ARL6, respectivamente.

c) Medida continua de la magnetización de saturación con la temperatura en el intervalo 20 - 700 °C

Los análisis de temperatura de Curie se realizaron en aire y sin separación magnética previa, lo cual hizo que no fuera posible la determinación de dicha temperatura en la mayoría de las muestras seleccionadas dado que la señal magnética era muy baja y el contenido de minerales paramagnéticos muy elevado. El comportamiento general de las muestras medidas viene representado por las curvas de Curie representadas en la Figura 6.27.

La muestra correspondiente al perfil ARL5 (Fig. 6.27a) muestra una disminución lenta y progresiva de la magnetización de saturación al aumentar la temperatura. Este comportamiento se debe a que la magnetización está dominada por la presencia de minerales paramagnéticos. Para la curva ferromagnética la magnetización desaparece completamente para temperaturas inferiores a 600 °C, indicando, probablemente, la presencia de magnetita. La curva de enfriamiento sigue la misma tendencia que la de calentamiento en el intervalo 700 – 350 °C, a partir de ahí la magnetización de saturación posee valores ligeramente inferiores a los mostrados en la curva de calentamiento, indicando, probablemente, conversión de granos finos de magnetita a hematites.

La Fig. 6.27b muestra un comportamiento particular, observado también en algunas de las medidas realizadas de χ en función de la temperatura. La curva de calentamiento de M_s (T) presenta un salto a aproximadamente 275 °C, disminuyendo progresivamente los valores de magnetización desde 300 hasta 450 °C. A partir de aproximadamente 450–500 °C, la magnetización disminuye progresivamente hasta 600 °C, temperatura a la cual desaparece la magnetización. Una posible explicación a este comportamiento puede ser el siguiente: deshidratación de lepidocrocita y transformación en maghemita ($\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) (~ 275 °C) y posterior transformación de maghemita a hematites ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) (~ 450 °C). Por otra parte, este proceso va acompañado

de una importante creación de magnetita durante el calentamiento, tal y como indica la curva de enfriamiento.

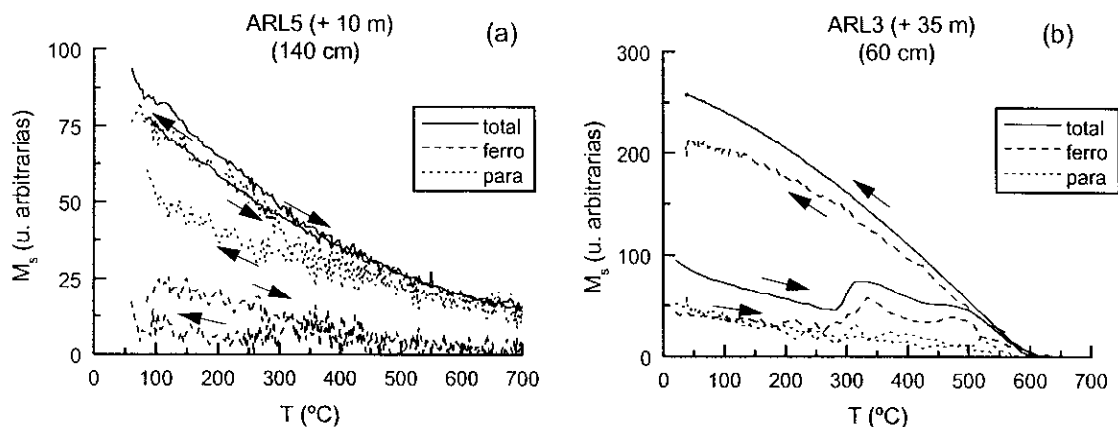


Fig. 6.27: Magnetización de saturación (M_s) en función de la temperatura en el intervalo 20–700 °C durante el ciclo de calentamiento - enfriamiento para las muestras situadas en (a) perfil ARL5 (140 cm de profundidad) y (b) perfil ARL3 (60 cm de profundidad).

6.3.- DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

6.3.1.- ANÁLISIS DE LOS CICLOS DE HISTÉRESIS

Realizada la corrección de los ciclos de histéresis por la contribución de minerales paramagnéticos se han observado, al igual que en el río Jarama, diferentes tipos de ciclos de histéresis, los cuales se indican a continuación:

1.- Tipo I: se refiere a ciclos de histéresis no constreñidos, bien cerrados para campos inferiores a 0.3 T y en los cuales no se aprecia la presencia de minerales de alta coercitividad (Fig. 6.28a). Dependiendo del estado magnético de estos minerales serán más o menos estrechos para campos pequeños. Por otra parte, dependiendo del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos, los ciclos presentan forma más o menos cuadrada. En las terrazas más jóvenes, desde la llanura aluvial (ARL0) situada a +0.5 - 1 m hasta la terraza situada a + 20 m (ARL4), este tipo de ciclos de histéresis se observan sólo en los horizontes más superficiales del suelo (0 - 60 cm) (horizontes eluviales). Las terrazas más antiguas (ARL3 y ARL2) muestran este tipo de ciclos a mayores profundidades (horizonte B). Corresponden a este tipo de ciclos de histéresis los mostrados en las figuras: Fig. 6.4 (ARL0, horizonte C), Fig. 6.12 (ARL5, horizonte A) y Fig. 6.20 (ARL3, horizonte B₁).

2.- Tipo II: ciclos de histéresis que presentan pequeño constreñimiento, es decir, la forma del ciclo se estrecha para campos bajos (fig. 6.28b). En general se cierran ($\Delta M = 0$) para valores del campo

aproximadamente a 0.5 T (Fig. 6.28c). y la forma de los ciclos suele ser muy cuadrada. Este comportamiento puede indicar la presencia de una pequeña fracción de minerales de alta coercitividad, en relación a la concentración de minerales de baja coercitividad, sin embargo, es posible que, además haya mezcla de minerales de baja coercitividad con diferente estado magnético (SD + SP) dada la forma de los ciclos. Este tipo de comportamiento, que es el más común de los tres tipos mostrados y lo presentan los ciclos mostrados en las siguientes figuras: Fig. 6.4 (ARL0, horizonte CA), Fig. 6.8 (ARL6, horizonte A_p), Fig. 6.16 (ARL4, horizonte A), Fig. 6.20 (ARL3, horizonte E) y Fig. 6.24 (ARL2, horizonte B_{tg2}). Algunos ciclos, como el mostrado en la Fig. 6.8 (ARL6, horizonte B_{tg2}) no presentan un estrechamiento grande para campos pequeños, sin embargo, se cierran ($\Delta M = 0$) para campos próximos a 0.5 T, indicando probablemente una mezcla de minerales de alta y baja coercitividad, con cambio en la pendiente de la curva ΔM .

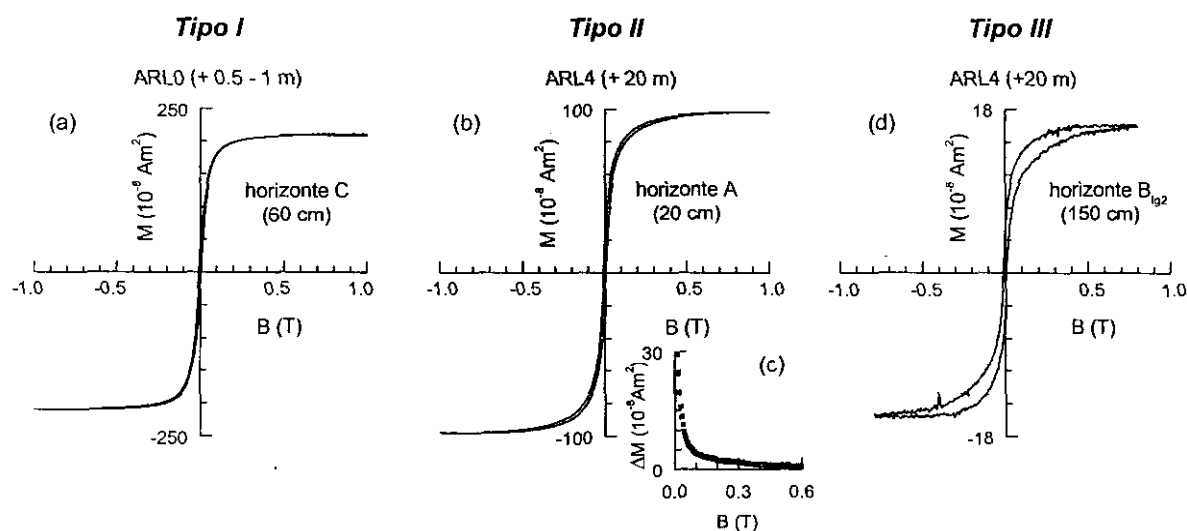


Fig. 6.28: Tipos de ciclos de histéresis característicos en las muestras de suelos del sistema de terrazas del río Arlanzón. (a) ciclo de histéresis no constreñido, (b) ciclo ligeramente constreñido y que cierra para campos superiores a 0.3 T, (c) diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ para el Tipo II y (d) ciclo constreñido.

3.- Tipo III: se trata de ciclos de histéresis muy constreñidos (muy estrechos para campos bajos) y que se cierran ($\Delta M = 0$) para campos muy altos, cercanos a 1 T (Fig. 6.28d). El comportamiento de los parámetros magnéticos para las muestras que presentan este tipo de comportamiento indica que la respuesta magnética está dominada por la contribución de minerales de alta coercitividad. En algunos casos es posible observar un cambio en la pendiente de la curva ΔM , sin embargo, en las muestras con muy alta coercitividad, para las que la magnetización está dominada por la concentración de dichos minerales, es difícil observar dicho cambio en la pendiente de la curva ΔM . Este tipo de ciclos se ha observado en todos los perfiles de suelos salvo en la llanura aluvial y siempre a profundidades

superiores a 60 cm. Corresponden a este tipo de ciclos los representados en las figuras: Fig. 6.12 (ARL6, horizonte B_{tg2}), Fig. 6.16 (horizonte B_{tg2}) y Fig. 6.24 (horizonte E). En la Tabla 6.1 se indican las muestras en las que se han medido ciclos de histéresis constreñidos, así como la terraza en la que se sitúan y los parámetros de histéresis correspondientes.

| <i>Edad</i> | <i>Altura terraza (m)</i> | <i>Perfil</i> | <i>Profundidad muestra (cm)</i> | <i>Horizonte</i> | <i>M_r (nAm²)</i> | <i>M_s (nAm²)</i> | <i>B_c (mT)</i> | <i>B_{cr} (mT)</i> |
|----------------------------|---------------------------|---------------|---------------------------------|------------------|--|--|---------------------------|----------------------------|
| Pleist. superior | + 3 | ARL6 | 200 | B _{tg2} | 42.2 | 188 | 9.4 | 48.4 |
| Pleist. superior | + 10 | ARL5 | 60 | E | 14.2 | 31.7 | 102 | 400 |
| | | | 140 | B _{tg1} | 12.7 | 41.6 | 25.4 | 175 |
| | | | 160 | B _{tg2} | 8.9 | 29.4 | 18.4 | 170 |
| | | | 220 | B _{tg2} | 49.5 | 102 | 136 | 428 |
| Pleistoceno medio/superior | + 20 | ARL4 | 120 | E | 7.6 | 41.6 | 12.9 | 85.6 |
| | | | 250? | B _{tg2} | 40.5 | 160 | 9.8 | 25.5 |
| Pleist. medio | + 35 | ARL3 | 280 | 2C _g | 21.9 | 71.3 | 16.9 | 94.9 |
| Pleistoceno medio/inferior | + 60 | ARL2 | 60 | E | 12.2 | 79.5 | 16.8 | 168 |

Tabla 6.1. Parámetros de histéresis para las muestras medidas y que presentan ciclos de histéresis constreñidos. Así mismo se indica la profundidad a la que se encuentra cada muestra, el tipo de horizonte, la altura de la terraza y edad a la que corresponde. Los valores de B_{cr} se calcularon tras aplicar un campo máximo de 500 mT.

6.3.2.- ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

En la descripción de los perfiles de parámetros magnéticos del río Arlanzón se ha observado un comportamiento magnético, en general muy complejo, de dichos suelos. Esta complejidad, probablemente se debe a una combinación entre los procesos de gleificación durante la formación del suelo, con la consecuente creación y transformación de óxidos de hierro y minerales magnéticos, y las condiciones ambientales típicas de un clima mediterráneo-continental, con unos periodos fríos y húmedos y otros secos y cálidos. Por otra parte, el perfil de la llanura aluvial, que en primera aproximación corresponde al material originario o roca madre a partir de la cual se formarán los suelos, a diferencia del sistema de terrazas del río Jarama (en el Tajo no se muestreó), presenta una fracción considerable de minerales de alta coercitividad, lo cual añade complejidad al análisis de parámetros magnéticos. No obstante, en la mayoría de los suelos ha sido posible encontrar el perfil típico de variación con la profundidad de determinados parámetros tales como χ e IRM a 77 y 293 K, que ha permitido caracterizar los suelos.

Siguiendo el criterio definido en el capítulo correspondiente al río Jarama, se pueden distinguir en los suelos los siguientes horizontes magnéticos:

1) *Horizonte de aumento de los parámetros magnéticos:*

En todos los perfiles de suelos (incluida la llanura aluvial, ARL0) se observa un aumento de dichos parámetros magnéticos en la parte superior del suelo. Dado que todos los perfiles de suelos, salvo ARL0 (+0.5 - 1m) y ARL6 (+ 3m), poseen al menos los horizontes A y E, cuyo espesor es al menos de 60 cm, este *horizonte de aumento* corresponde, en general al horizonte A y la parte superior del horizonte E. En el caso de la llanura aluvial y la terraza más joven, ARL0 y ARL6, corresponde a los horizontes A y parte superior del B_t, respectivamente. En este sistema de terrazas este horizonte se caracteriza por:

- a) Elevada concentración de minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o maghemita) en estado SD fino y SP en el límite SP/SD, los cuales dominan la respuesta magnética a dichas profundidades. En los perfiles más antiguos (ARL2 y ARL3) la concentración de dichos minerales no es máxima en el perfil, pero aún así se observa dicho aumento de los parámetros magnéticos.
- b) La concentración de minerales antiferromagnéticos es mínima en comparación con la de minerales ferrimagnéticos, sin embargo, en la mayoría de los perfiles es apreciable. La mayor concentración de dichos minerales se observa en el perfil correspondiente a la llanura aluvial, en el cual el valor de la relación $IRM_{100}/SIRM$ es 0.8, mientras que la menor concentración se observa en la terraza más antigua, con valores comprendidos entre 0.9 y 0.95.
- c) Los valores de la variación relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, lejos del límite SP/SD, $\Delta IRM (SP_{bc})$, es menor que los calculados para el resto del perfil del suelo.

2) *Horizonte B estable:*

Determinar, en este sistema de terrazas en que intervalo de profundidad se encuentra el *horizonte B estable*, no ha resultado fácil, ya que en los horizontes B de todos los perfiles (aunque en menor grado en el ARL4), se han observado, a diferentes profundidades, capas con aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos. No obstante, en líneas generales, se ha observado que se caracteriza por:

- a) Menor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD que en el *horizonte de aumento*. En general, la concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD es menor también que en el *horizonte de aumento*, salvo en las terrazas más antiguas (ARL2 y ARL3).
- b) La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD, es mayor, en todos los perfiles, que en el *horizonte de aumento*, especialmente en los perfiles ARL5 y ARL4.
- c) La variación relativa de IRM a diferentes temperaturas y para campos de 100 mT ($\Delta IRM (SP_{bc})$) indicativa de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino posee valores superiores en este horizonte que en el *horizonte de aumento*, indicando, por tanto, mayor

concentración de dichos minerales.

3) *Horizonte C estable*

En primera aproximación este horizonte corresponde a la roca madre poco alterada a partir de la cual se forman los suelos. Este horizonte fue muestreado sólo en el perfil correspondiente a la llanura aluvial. Considerando que el curso del río ha sufrido pequeñas variaciones a lo largo del tiempo y que, por tanto, el material que fue arrastrado por el río es similar, el horizonte C de la llanura aluvial se puede considerar similar a la roca madre a partir de la que se formaron los suelos de todas las terrazas. Las características principales que presenta este horizonte son:

- a) El río Arlanzón, a diferencia que el río Jarama, sí presenta variaciones significativas de los parámetros magnéticos en este horizonte respecto al *horizonte de aumento*.
- b) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP cerca del límite SP/SD es menor en este horizonte que en el *horizonte de aumento*.
- c) La concentración de minerales antiferromagnéticos es muy elevada, alcanzando la relación $IRM_{100}/SIRM$ valores de hasta 0.4. Esta concentración elevada de dichos minerales se debe bien a que el material original de este sistema de terrazas está constituido por minerales magnéticos tanto de alta como de baja coercitividad o bien a oscilaciones en la posición del nivel freático.
- d) Los valores de la variación relativa de IRM a baja temperatura y a temperatura ambiente (ΔIRM (SP_{bc}) del orden de 45 % indican cierta contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, es decir, lejos del límite SP/SD y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K.

6.3.3.- VARIACIÓN DE LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS CON LA EDAD

Con objeto de evaluar las variaciones en los parámetros magnéticos con la edad se han calculado los valores medios de determinadas propiedades tales como χ , IRM y $IRM_{100}/SIRM$ a 77 y 293 K y ΔIRM , tal y como se indicó en la Fig. 5.55, para cada uno de los horizontes magnéticos definidos: *horizonte de aumento* (subíndice En), *horizonte B estable* (subíndice Bs) y *horizonte C estable* (subíndice C). Para cada uno de los horizontes se han representado estos valores medios frente a la altura de la terraza respecto al nivel actual del río (Figs. 6.29, 6.30 y 6.31). De esta forma es posible conocer, en primera aproximación, cual ha sido la evolución de los parámetros magnéticos con el tiempo. Para cada valor medio calculado se ha representado también la desviación estándar de la media por medio de barras de error.

En la Figura 6.29 (a, b y c) se representan los valores medios de χ y SIRM medida a 77 y 293 K, frente a la altitud de las terrazas sobre el nivel actual del río (edad). Dado que en este sistema de terrazas no se ha muestreado más que un perfil en cada terraza, no es posible comprobar si en alguno

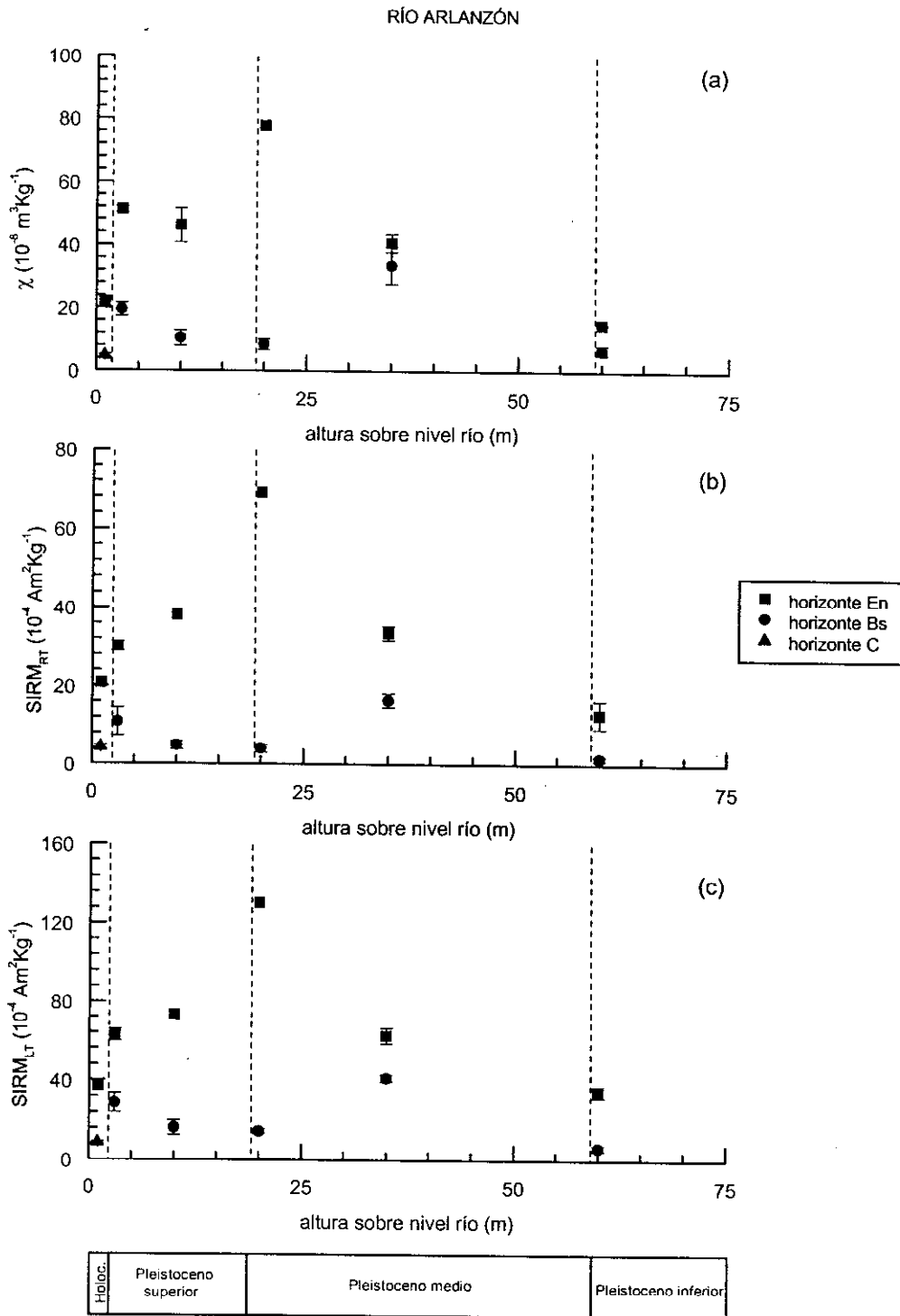


Fig. 6.29: Valores medios de los parámetros magnéticos (a) susceptibilidad medida a baja frecuencia (χ) y magnetización remanente isoterma de saturación para (a) temperatura ambiente (293 K) (SIRM_{RT}) y (b) temperatura del nitrógeno líquido (77 K) (SIRM_{LT}) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río Arlanzón (edad).

de los perfiles han influido factores locales y no representan el comportamiento general de la terraza. Comparando estas gráficas correspondientes se observa:

- a) En todas las terrazas, los valores de dichos parámetros para el *horizonte de aumento* son más elevados que los correspondientes al *horizonte B estable*.
- b) Los valores de χ , $SIRM_{RT}$ (293 K) y $SIRM_{LT}$ (77K) en el *horizonte de aumento*, incrementan con la edad de las terrazas hasta la terraza situada a + 20 m (ARL4). A partir de esta terraza disminuyen rápidamente hasta alcanzar valores mínimos para la terraza más antigua (+ 60 m, ARL2), correspondiente al límite Pleistoceno medio/inferior.
- c) En el *horizonte B estable*, los valores de dichos parámetros son más o menos similares salvo en el *horizonte B estable* de la terraza situada a + 35 m (ARL3).
- d) La forma de las curvas de SIRM a ambas temperaturas tanto en el *horizonte de aumento* como en el *horizonte B estable* es prácticamente similar, indicando que tanto la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP como la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD y SP afectan de forma similar en todos los perfiles.
- e) En la llanura aluvial existe una diferencia importante entre los valores de dichos parámetros para el *horizonte de aumento* y el *horizonte C estable*, debido tanto a la disminución de minerales ferrimagnéticos como al aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en el horizonte C respecto al *horizonte de aumento*.

Comparando las curvas de $IRM_{100}/SIRM$ a 293 y 77 K para los tres horizontes magnéticos (Fig. 6.30) es posible conocer la contribución relativa de minerales antiferromagnéticos y ferrimagnéticos. A partir de la observación de estas gráficas se obtiene lo siguiente:

- a) La concentración relativa de minerales antiferromagnéticos en todos los horizontes y para todas las terrazas aumenta al disminuir la temperatura, aumentando, por tanto, la coercitividad remanente de las muestras al disminuir la temperatura.
- b) En todos los horizontes de aumento, a temperatura ambiente, la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos. A baja temperatura se observa un aumento en la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos desde la llanura aluvial hasta la terraza de +20 m (ARL4). A partir de esta terraza y hasta la más antigua (+60 m, perfil ARL2), a dicha temperatura aumenta la concentración relativa de minerales antiferromagnéticos en el *horizonte de aumento*.
- c) Para el *horizonte de aumento*, la mayor diferencia del valor de la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente y baja temperatura corresponde a la terraza más antigua (ARL2). Sin embargo, a temperatura ambiente este perfil posee la mayor concentración relativa de minerales ferrimagnéticos. Este comportamiento puede indicar una concentración elevada de minerales antiferromagnéticos en estado SP que aumentan el valor de la coercitividad remanente de las muestras a baja temperatura y no contribuyen al valor de la magnetización a temperatura ambiente.
- d) Tanto a temperatura ambiente como a 77 K, la concentración máxima de minerales antiferromagnéticos para el *horizonte B estable* se sitúa en las terrazas de +10 m (ARL5) y + 20 m

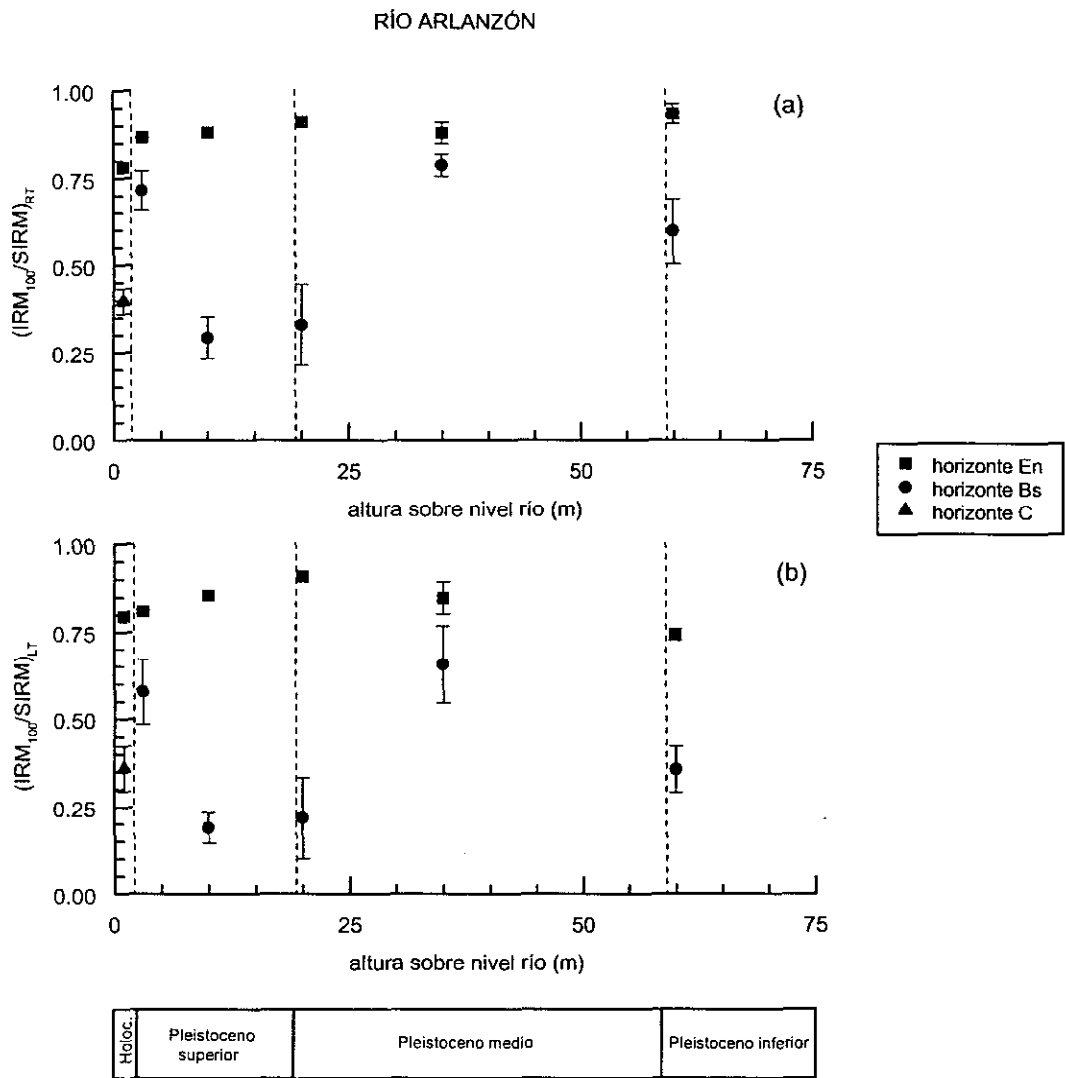


Fig. 6.30: Valores medios de la relación entre $IRM_{100}/SIRM$ para (a) temperatura ambiente (293 K) y (b) temperatura del nitrógeno líquido (77 K) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río Arlanzón (edad).

- (ARL4), mientras que la concentración mínima se encuentra en las terrazas de + 3 m (ARL6) y + 35 m (ARL3). Por tanto, en las terrazas de +10 y +20 m, la respuesta magnética de las muestras en dicho horizonte está dominada por la contribución de minerales antiferromagnéticos tanto en estado SD como, probablemente, en estado SP.
- e) A temperatura ambiente, el *horizonte de aumento* de la llanura aluvial es el que posee una mayor concentración de minerales antiferromagnéticos, además, a 77 K, el valor de $IRM_{100}/SIRM$ es similar que el obtenido a temperatura ambiente. Esta elevada contribución de dichos minerales podría indicar que el material original a partir del que se han formado los suelos de esta secuencia de terrazas posee tanto minerales ferrimagnéticos como antiferromagnéticos.

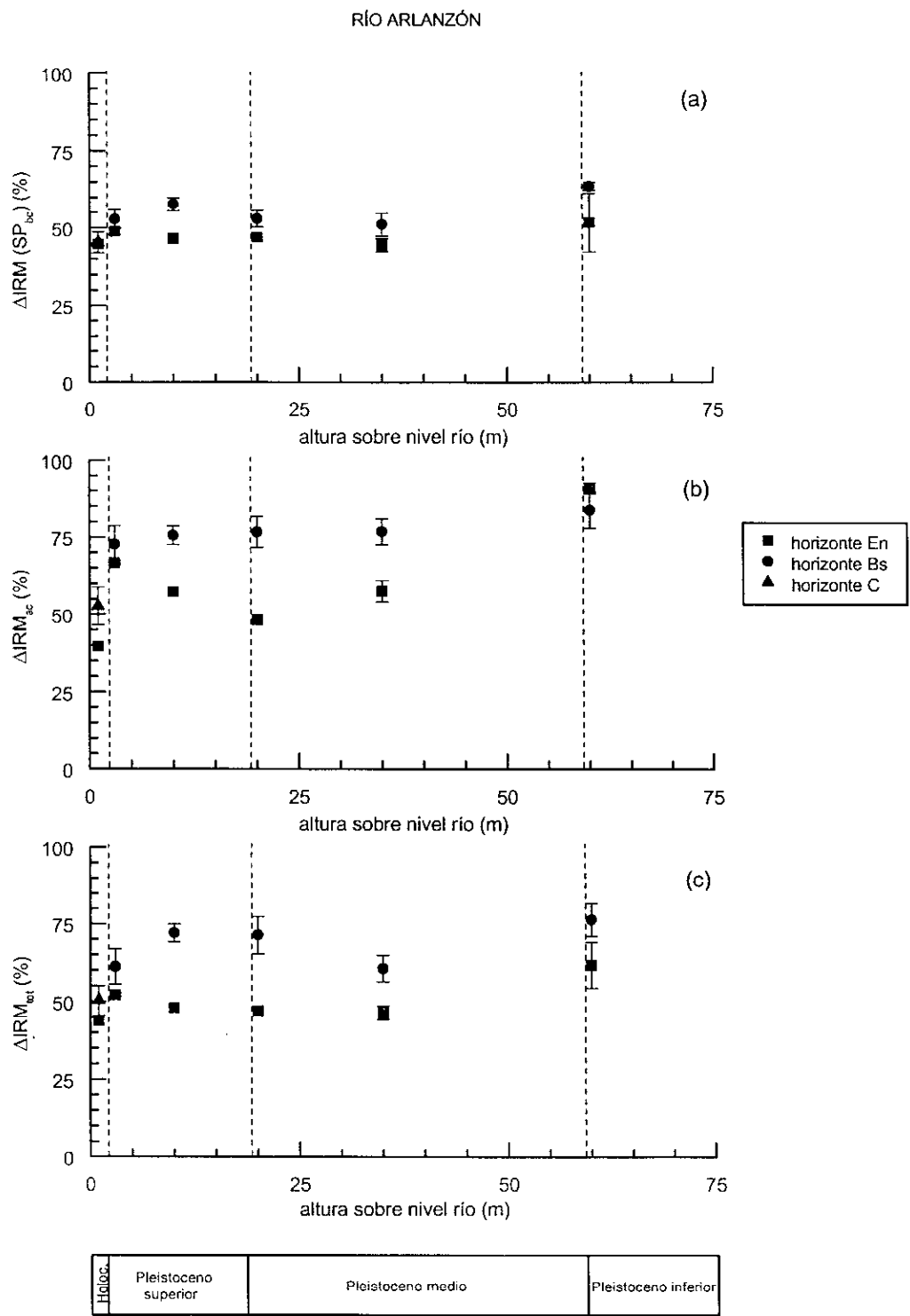


Fig. 6.31: Variación con la altura sobre el nivel actual del río Arlanzón (edad) de los valores medios de los parámetros magnéticos que relacionan los valores de IRM a diferentes campos y temperaturas. Dichos parámetros son indicativos de (a) concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, (b) concentración total de minerales antiferromagnéticos, (c) variación con la temperatura de la magnetización remanente isoterma total.

- f) En la llanura aluvial, no se observan a diferentes temperaturas cambios importantes en la concentración relativa de minerales antiferromagnéticos tanto en el *horizonte de aumento* como en el *horizonte C estable*.

La Fig. 6.31 se representan las diferencias normalizadas de IRM a diferentes campos y temperaturas (77 K y 293 K), que en primera aproximación informan acerca de la contribución relativa de minerales magnéticos en estado SP respecto la concentración de dichos minerales en estado SD.

El parámetro $\Delta\text{IRM} (\text{SP}_{\text{bc}})$ indicativo de la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP fino, cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 77 y 293 K, posee valores superiores en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*, indicando que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* es mayor en el *horizonte B estable*. Para el *horizonte de aumento*, los valores de este parámetro se mantienen constantes con la edad

El parámetro $\Delta\text{IRM} (\text{SP}_{\text{ac}})$ (Fig. 6.31b), es indicativo de la contribución total de minerales antiferromagnéticos, ya que evalúa la diferencia de pendiente entre las curvas de adquisición de IRM a 77 y 293 K. Este parámetro muestra mayores variaciones con la edad en el *horizonte de aumento* que en el *horizonte B estable*, y salvo en la terraza más antigua (ARL2, + 60 m). Salvo en esta terraza, los valores calculados para el *horizonte B estable* son superiores a los del *horizonte de aumento*, por tanto, el horizonte inferior del suelo poseerá una mayor concentración de minerales antiferromagnéticos tanto en estado SD como SP.

La diferencia de los valores de SIRM a 77 y 293 K, relativa a SIRM a 77 K, $\Delta\text{IRM} (\text{SP}_{\text{tot}})$ (Fig. 6.31c), se debe a la contribución a baja temperatura de minerales ferrimagnéticos en estado SP y antiferromagnéticos en estado SD y SP. El valor de este parámetro es siempre mayor en el *horizonte B estable* y sufre mayores variaciones con la edad que en el *horizonte de aumento*. En este último horizonte este parámetro se mantiene prácticamente constante con la edad, salvo para la terraza más antigua.

6.4.- CONCLUSIONES

Debido a la elevada concentración de minerales antiferromagnéticos en todos los suelos estudiados, incluso en la llanura aluvial el análisis de los parámetros magnéticos en este sistema de terrazas es muy complejo. Por otra parte, apenas existen en la bibliografía referencias acerca del comportamiento de los parámetros magnéticos debido a la contribución de minerales antiferromagnéticos en suelos.

En todos los perfiles de suelos (incluso en la llanura aluvial) se ha podido distinguir un *horizonte de aumento*, claramente diferenciado de los *horizontes B y C estable*.

El *horizonte de aumento* se caracteriza por una concentración más elevada de minerales

ferrimagnéticos, probablemente magnetita y maghemita, en estado SD que en el *horizonte B estable*. El origen de dichos minerales es, probablemente tanto detrítico como diagénico. En algunos casos la concentración de dichos minerales no es máxima en el suelo, pudiéndose encontrar perfiles en los que el horizonte B posee capas con concentración elevada de minerales ferrimagnéticos. Las medidas de parámetros magnéticos a 77 K indican la presencia de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP, además la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es más elevada, en general, en el *horizonte de aumento* que en el *horizonte B estable*.

El *horizonte B estable* se caracteriza por una elevada concentración de antiferromagnéticos en estado SD, probablemente goetita y quizás, también, hematites, en todos los perfiles de suelos, especialmente en los correspondientes a las terrazas situadas a + 10 m (ARL5) y + 20 m (ARL4). La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en este horizonte es menor que en el *horizonte de aumento*, provocando la disminución característica de los parámetros magnéticos observadas en los perfiles de dichos parámetros con la profundidad. En este horizonte, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es mayor que en el *horizonte de aumento*, indicando transformación y creación de nuevos minerales secundarios. Es probable que exista una concentración significativa de ferrihidróxidos de tipo secundario, tales como lepidocrocita, formados como consecuencia de la gleificación sufrida por estos suelos.

El *horizonte C estable* se caracteriza por una disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos respecto al *horizonte de aumento* y una elevada concentración de minerales antiferromagnéticos, probablemente goetita. No ha sido posible determinar el origen de estos minerales. Las posibles explicaciones de la presencia de dichos minerales son: 1) que estos minerales sean originales y, por tanto, los minerales ferromagnéticos presentes en el material original a partir del que se formaron los suelos sean tanto ferri- como antiferromagnéticos; 2) que estos minerales sean secundarios y se hayan formado debido a variaciones en la posición del nivel freático.

El análisis de evolución de los parámetros magnéticos con la edad muestra diferencia de comportamiento entre las terrazas más jóvenes (Pleistoceno superior – Pleistoceno medio/superior) y las más antiguas (Pleistoceno medio – Pleistoceno medio/inferior). Los valores de los parámetros magnéticos, χ e IRM, aumentan con la edad en el *horizonte de aumento* hasta la terraza ARL4 (Pleistoceno superior/medio); a partir de ahí se observa una disminución brusca de dichos parámetros con la edad hasta la terraza ARL2 (Pleistoceno medio/inferior). Los parámetros magnéticos en el *horizonte B estable* sufren pequeñas variaciones con la edad. Las diferencias en el comportamiento magnético de los suelos pueden ser indicativas de cambios en las condiciones ambientales en el Pleistoceno medio. La presencia en los suelos más antiguos (ARL2 y ARL3) de un horizonte de gran espesor situado en el horizonte B, rico en minerales ferrimagnéticos, puede ser indicativo de que estos suelos se formaron bajo condiciones climáticas diferentes a las de los suelos más jóvenes, las cuales favorecieron los procesos de reducción y oxidación y, por tanto la formación de magnetita y, probablemente, maghemita.

CAPÍTULO 7

Descripción magnética de los suelos del río Tajo

El muestreo de este sistema de terrazas se realizó según la sección transversal al río Tajo: La Dehesa – San Bartolomé de las Abiertas (Fig. 3.10). La edad de las terrazas se sitúa entre el Pleistoceno superior, cuyo perfil más joven corresponde a TR12.1, y Pleistoceno inferior, cuyo perfil más antiguo corresponde a TR1.1. El piedemonte de la Raña se sitúa en el Plioceno, con edad superior a 1.8 Ma (Pérez-González, *et al.*, 1995). A diferencia de los otros ríos estudiados anteriormente, en el Tajo se realizaron en casi todas las terrazas más de un perfil. Cada uno de estos perfiles se denominará con un número, así, por ejemplo, la terraza TR3 posee tres perfiles denominados: TR3.1, TR3.2 y TR3.3. El estudio de este sistema de terrazas constituyó el primer estudio sistemático de parámetros magnéticos en suelos llevado a cabo, tanto en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense, como en la Península. Por tanto, dado que con este estudio comenzó en dicho Laboratorio a desarrollarse la técnica de aplicación de parámetros magnéticos a estudios medioambientales, ni el muestreo, ni las medidas realizadas se hicieron en tanto detalle como en los ríos estudiados posteriormente (Jarama y Arlanzón). No obstante, ha sido posible caracterizar magnéticamente dichos suelos y conocer, en la mayoría de los casos, los minerales magnéticos presentes en ellos y el estado magnético en que se encuentran. Por otra parte, dado que en la mayoría de las terrazas se muestreó más de un perfil, ha sido posible distinguir procesos locales y globales de formación de los suelos.

7.1.- DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

7.1.1.- TERRAZA DE +7–9 m (perfil TR12.1)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno superior, se muestreó el perfil TR12.1. En dicho perfil se observan dos suelos: el más superficial (0 – 30 cm) formado por edafización de sedimentos jóvenes, situado sobre una línea de cantos a 30 cm de profundidad y que consta de los horizontes A_p / C, y otro, más profundo, que fue enterrado por el anterior y que se formó a partir de sedimentos fluviales y abanicos laterales (30 – 150 cm) con horizontes: A_b / E_b / B_{tb} / C_k. A 85 cm de profundidad se observa un cambio litológico, indicando procesos de erosión.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a temperatura ambiente y a baja

temperatura (Figs. 7.1a, c, e y f), muestran claramente las discontinuidades anteriormente señaladas. En la parte más superficial del suelo (horizonte A_p), los parámetros magnéticos indican que la concentración de minerales ferrimagnéticos es mayor en dicho horizonte que en el resto del perfil. En el horizonte C (15 – 30 cm) disminuye la concentración de dichos minerales para volver a aumentar en el siguiente horizonte A enterrado ($2A_b$). A partir de este horizonte el comportamiento magnético con la profundidad es el típico de un suelo desarrollado, con aumento en la parte superior del mismo de dichos parámetros y disminución de los mismos con la profundidad. Por tanto, se puede indicar que el suelo más profundo sufrió enterramiento una vez que ya se había desarrollado, por tanto, el aporte de sedimentos jóvenes tuvo lugar en una época muy posterior al comienzo de la edafización del suelo inicial.

La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.1g) indica que los minerales ferrimagnéticos dominan la respuesta magnética en todo el perfil. Los valores correspondientes a dicha relación disminuyen ligeramente con la profundidad desde 0.95 (en la parte superior del perfil) hasta 0.72 (para la profundidad máxima de muestreo), aumentando, por tanto, ligeramente con la profundidad la contribución de minerales antiferromagnéticos. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a 77 K indica un aumento de la coercitividad en dichas muestras a baja temperatura respecto la calculada a temperatura ambiente, siendo mayor dicho aumento en la coercitividad a partir de 100 cm (límite entre $2B_b$ y $2C_k$). Este aumento en la coercitividad se debe a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD y SP a temperatura ambiente.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.1a), se observa que la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos es más importante en la parte superior del suelo (0 – 35 cm), mientras que a partir de 35 cm de profundidad aumenta la concentración relativa de minerales paramagnéticos, de manera que la curva de χ a baja temperatura posee valores más elevados que a temperatura ambiente.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos presentes se caracteriza a continuación:

- a) La curva de χ_{fd} indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD aumenta ligeramente con la profundidad hasta 80 cm. A partir de 90 cm disminuye bruscamente dicha concentración hasta la profundidad máxima de muestreo.
- b) La concentración de minerales ferrimagnéticos SD *finos* (próximos al límite SD/SP) tal y como indica el parámetro $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.1d), entre 0 y 90 cm de profundidad, sufre pequeñas variaciones, con valores de dicho parámetro comprendidos entre 1000 y 1300 Am^{-1} . A partir de 100 cm aumenta $SIRM/\chi_{ARM}$ hasta valores próximos a 2000 Am^{-1} , indicando, quizás un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos SD gruesos, o bien cierta contribución de minerales antiferromagnéticos.
- c) La concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, lejos del límite SP/SD y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, es superior en el intervalo 50 – 90 cm que

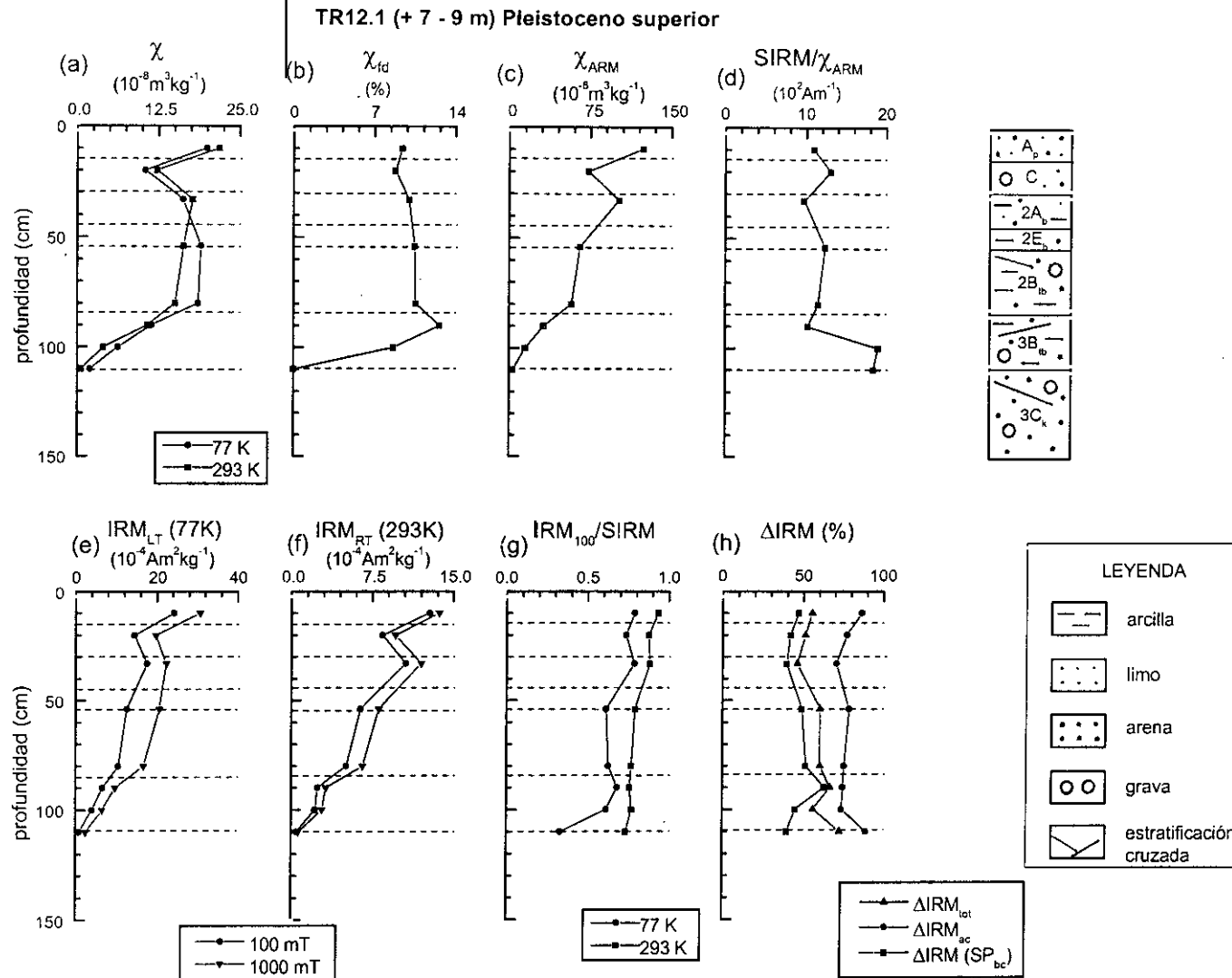


Fig. 7.1: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR12.1, correspondiente a la terraza de + 7 - 9 m del río Tajo (Pleistoceno superior).

en la parte más superficial del suelo, tal y como indica el parámetro $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$ (Fig. 7.1h).

La concentración de minerales antiferromagnéticos es baja en todo el perfil, sin embargo, tal y como se indicó anteriormente, a partir de 50 cm de profundidad se observa pequeña contribución de dichos minerales a temperatura ambiente, los cuales se encontrarían en estado SD (Fig. 7.1g). El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.1h) con valores más elevados en la parte superior del perfil puede indicar que la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente es mayor en el horizonte A_p que en el resto del perfil.

La Fig. 7.2, en la que se relacionan los parámetros SIRM/χ_{ARM} y χ_{fd} , muestra que el aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD (aumento del valor de χ_{fd}), va acompañado de un aumento en la contribución de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino* (disminución del valor del parámetro SIRM/χ_{ARM}).

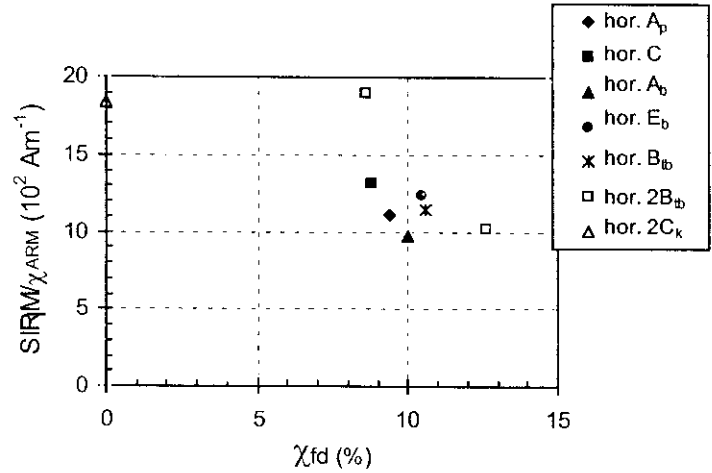


Fig. 7.2: Valores de SIRM/χ_{ARM} frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR12.1.

Los ciclos de histéresis para las muestras situadas a 10 y 20 cm de profundidad (Figs. 7.3a, c, d), indican que la concentración de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos es mayor en el horizonte A_p que en el horizonte C. Las curvas de histéresis corregidas por la fracción paramagnética indican la presencia de tan solo minerales ferrimagnéticos, probablemente en estado SD. Debido a pequeños errores de cierre en la medida de los ciclos de histéresis, no es posible indicar cual es el campo para el que se cierran completamente los ciclos. Las curvas de IRM (Fig., 7.3b), tanto aplicando campo normal como posteriormente, campo inverso, corroboran que a las profundidades señaladas dicha respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos (de baja coercitividad).

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por estar formado por dos suelos, uno de los cuales está enterrado, probablemente una vez que ya había sufrido procesos de edafización, puesto que es posible observar aumento de los parámetros magnéticos en los horizontes A_b y E_b . La respuesta magnética en

este perfil, está dominada fundamentalmente por minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino*, cuya concentración disminuye con la profundidad.

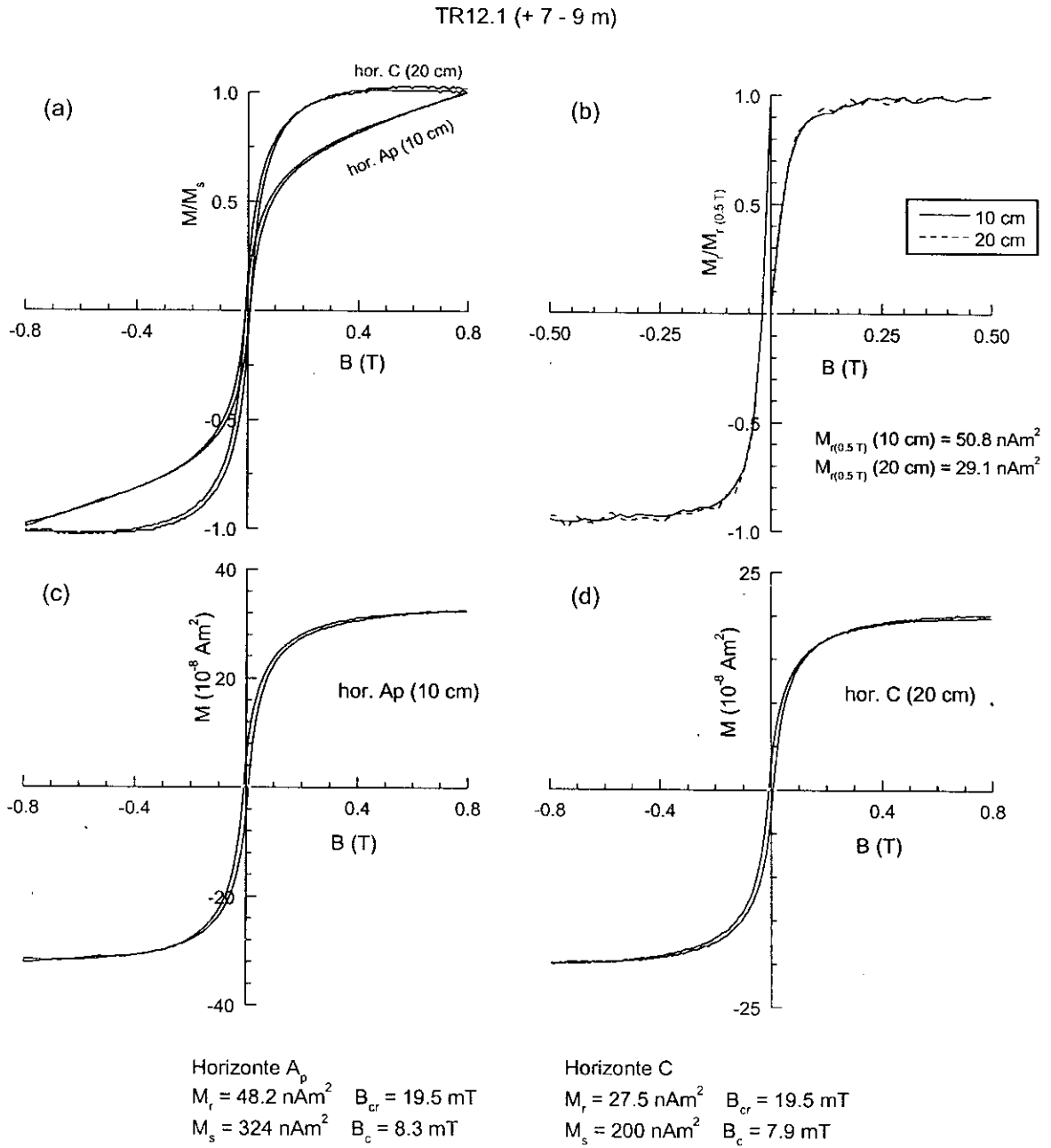


Fig. 7.3: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 10 y 20 cm de profundidad en el perfil TR12.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo para ambas muestras.

7.1.2.- TERRAZA DE + 20 m (perfil TR11.1)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno superior, se realizó el perfil TR11.1, en el cual se muestrearon tan solo los horizontes $2B_{12}$ y $2C_k$. Por tanto, no ha sido posible establecer un comportamiento característico de los parámetros magnéticos con la profundidad. Este suelo posee características edafológicas similares al estudiado anteriormente, observándose discontinuidad litológica a aproximadamente 40 – 50 cm de profundidad. La profundidad a la que se observan los carbonatos es de 140 – 150 cm.

Descripción de los parámetros magnéticos

Debido al que en este suelo no se realizó un muestreo detallado, se describirá el comportamiento de los parámetros magnético tan solo a grandes rasgos. Es posible observar un comportamiento similar con la profundidad en los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas (Figs. 7.4a, c, e y f), indicando una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD entre 90 y 120 cm de profundidad. A partir de ahí, coincidiendo con el límite superior del horizonte $2C_k$ se observa una rápida disminución de la concentración de dichos minerales. Se observa también un aumento en los valores de IRM a baja temperatura respecto a temperatura ambiente (Figs. 7.4e, f), indicando la contribución a la magnetización de minerales ferri- y antiferromagnéticos tanto en estado SD como en estado SP a temperatura ambiente. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.4g) muestra que la respuesta magnética está dominada principalmente por minerales ferrimagnéticos, mientras que a baja temperatura se observa un aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos.

Comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 7.4a), puede indicarse que en la parte del perfil investigado la contribución relativa de minerales paramagnéticos es más importante que la de minerales ferrimagnéticos en estado SP, de manera que los valores de χ a baja temperatura son siempre superiores a las calculadas para temperatura ambiente.

En cuanto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos se observa que:

- La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es máxima a 120 cm de profundidad, con valor de χ_{fd} de 13.5 %, disminuyendo rápidamente dicha concentración en el horizonte $2C_k$ (Fig. 7.4b).
- La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino*, cerca del límite SD/SP, es mayor en el horizonte $2B_{12}$ que en el horizonte $2C_k$ (Fig. 7.4d).
- El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) disminuye ligeramente con la profundidad (Fig. 7.4h) indicando que la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* disminuye con la profundidad.

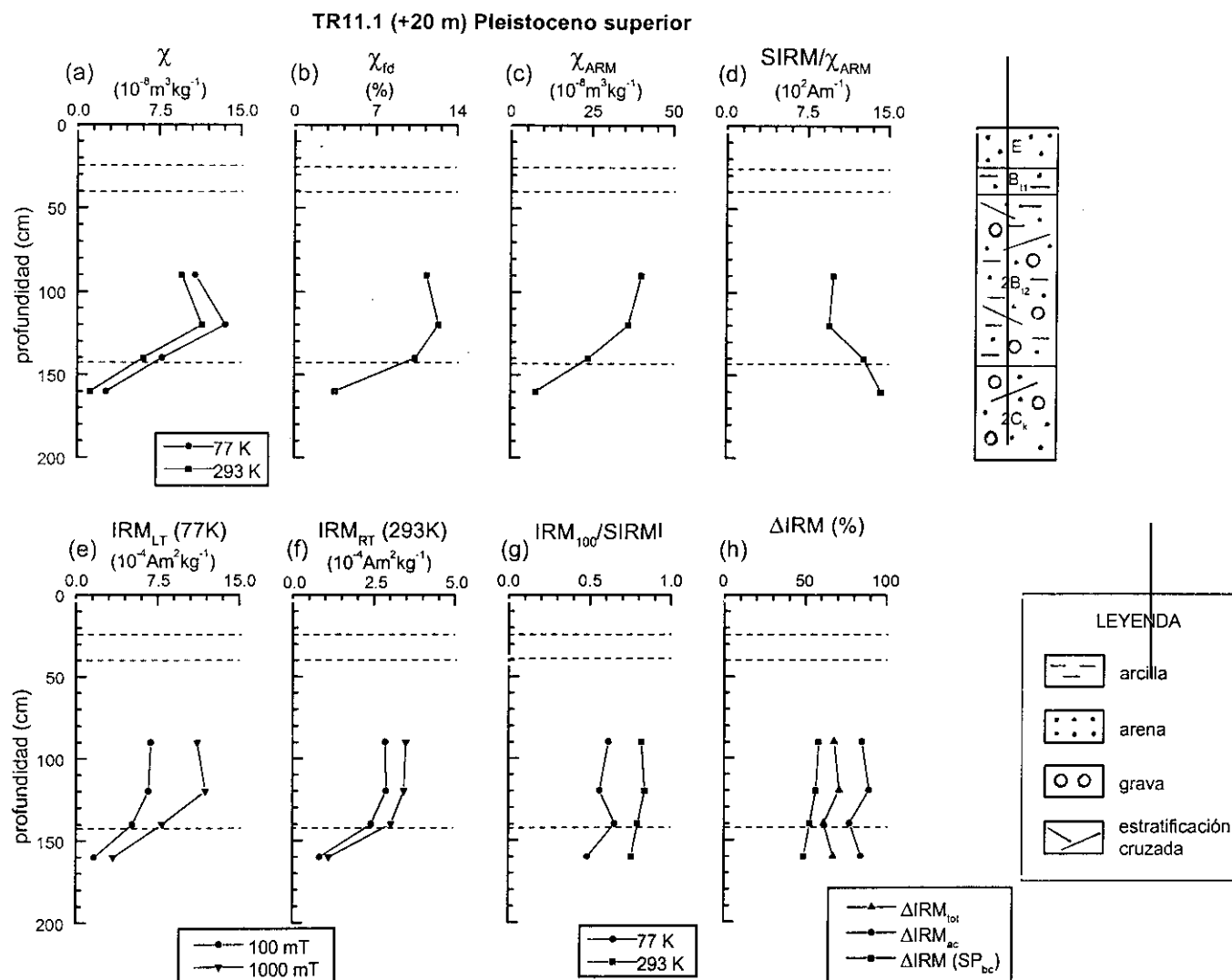


Fig. 7.4: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR11.1, correspondiente a la terraza de + 20 m del río Tajo (Pleistoceno superior).

La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD a temperatura ambiente es baja en todo el perfil, aumentando, quizás, ligeramente a 160 cm de profundidad en la que la relación $IRM_{100}/SIRM$ posee valores de 75 %. El parámetro ΔIRM_{ac} oscila entre valores de 75 y 90 %, indicando un aumento en la pendiente de la curva de adquisición de IRM a 77 K respecto de la de 293 K debido, probablemente, a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y también a una baja concentración de dichos minerales en estado SD.

La Fig. 7.5, en la que se representa la variación de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ frente al parámetro χ_{fd} muestra una clara diferencia de comportamiento entre las muestras situadas en el horizonte $2B_{12}$ y la correspondiente al horizonte $2C_k$, indicando que el tamaño de grano magnético dentro del rango SD de los minerales ferrimagnéticos en el horizonte $2B_{12}$ es más *fino* que en el horizonte $2C_k$. Se observa, además, que un aumento en los valores de χ_{fd} va acompañado de una disminución en los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$.

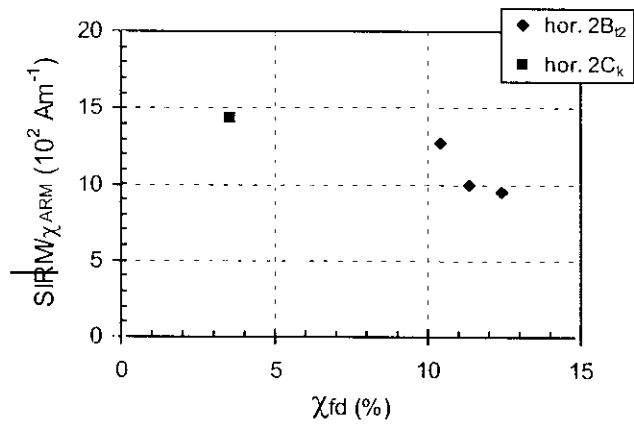


Fig. 7.5: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR11.1.

En la Fig. 7.6 se muestra la curva de adquisición de IRM (campo normal) y la posterior aplicación de campo inverso para la muestra situada a 120 cm de profundidad, indicando que aunque la muestra está dominada por minerales de baja coercitividad, se observa una pequeña contribución de minerales antiferromagnéticos. Los ciclos de histéresis representados para la muestra situada a 90 cm de profundidad indican una contribución importante de minerales paramagnéticos (Fig. 7.7a). En principio, parece posible que el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética no cierre (es decir, que la magnetización del ciclo descendente coincida con la del ciclo ascendente) hasta campos superiores a 0.4 T, sin embargo, debido a errores de cierre, no puede asegurarse (Fig. 7.7b).

Conclusiones

En resumen, el muestreo realizado solo permite caracterizar magnéticamente la parte inferior del perfil, observándose que a temperatura ambiente la respuesta magnética se debe fundamentalmente

a minerales ferrimagnéticos en estado SD. En el horizonte 2C_k es posible la contribución de una pequeña fracción de minerales antiferromagnéticos.

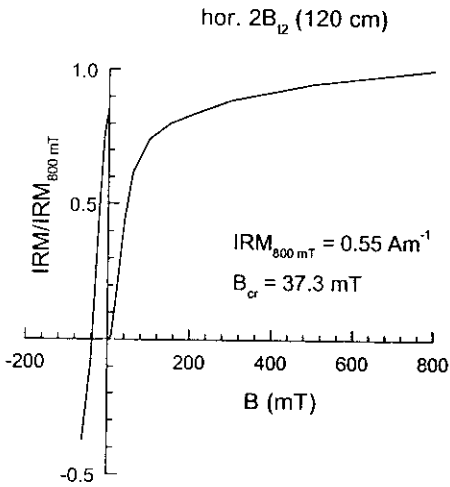


Fig. 7.6: Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo para la muestra situada a 120 cm en el perfil TR11.1.

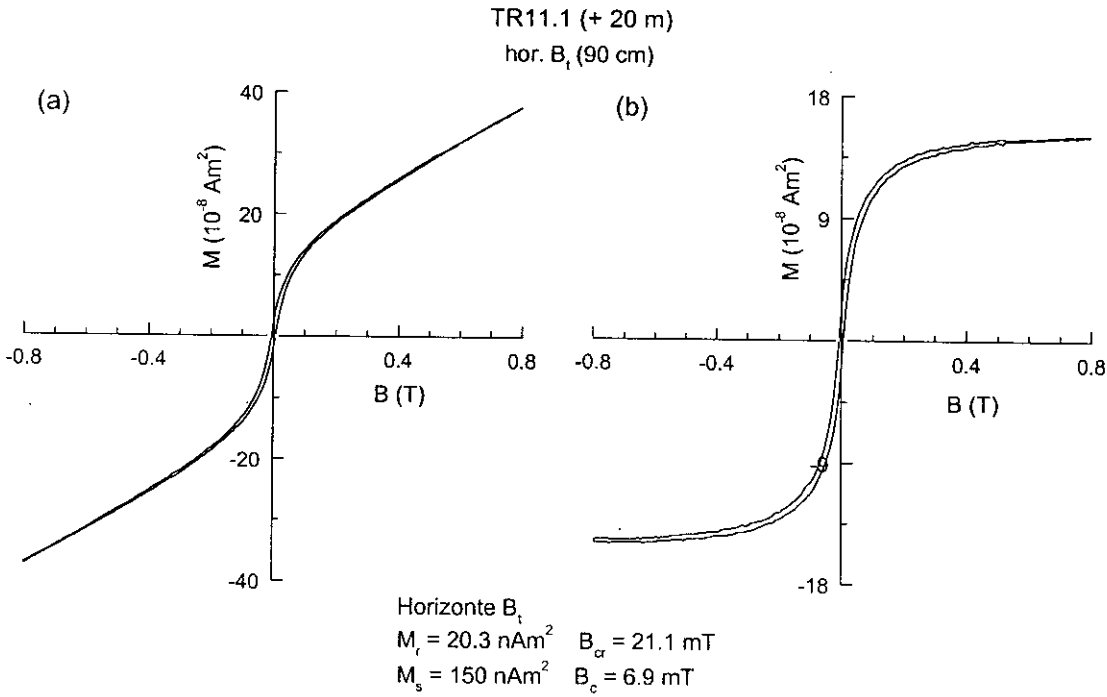


Fig. 7.7: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 90 cm de profundidad en el perfil TR11.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética.

7.1.3.- TERRAZA DE + 30 m (perfil TR10.1)

Breve descripción litológica

Esta terraza es la más joven de las correspondientes al Pleistoceno medio, y en ella se muestreó el perfil de suelo TR10.1. Dicho suelo se caracteriza por una concentración de carbonatos cerca de la superficie y la formación de una costra caliza de 65 cm de espesor y que cubrió el horizonte argílico B_t . Este suelo, probablemente, ha sufrido un proceso de evolución regresiva (Pérez-González *et al.*, 1995). Sobre la costra caliza se sitúa el horizonte A, de tan solo 15 cm de espesor, y a 80 cm de profundidad se observa el horizonte iluvial B_t (80 - 170 cm), situado sobre el horizonte C_{km} , que a diferencia de C_{km} , no está cementado.

Descripción de los parámetros magnéticos

El análisis de los parámetros magnéticos refleja un comportamiento similar con la profundidad para las curvas de χ e IRM a diferentes temperaturas (Fig. 7.8a, e y f). Este comportamiento se caracteriza por un aumento de dichos parámetros en la parte más superficial del perfil y, por tanto, aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos respecto al horizonte inferior C_{km} , seguido por una rápida disminución en los valores de dichos parámetros hasta 60 cm de profundidad (horizonte C_{km}), para volver a aumentar en el horizonte B_t . En este último horizonte se intercalan máximos y mínimos de dichos parámetros indicando una posible estratificación horizontal en la concentración de minerales ferrimagnéticos. El parámetro IRM a temperatura ambiente es la propiedad magnética que mejor refleja el aumento de minerales ferrimagnéticos en el horizonte superficial del suelo (Fig. 7.8f) debido a que en la medida de dicho parámetro influyen tan solo los minerales ferromagnéticos (ferri- y antiferromagnéticos) en estado SD, no influyendo ni minerales paramagnéticos ni ferromagnéticos en estado SP a dicha temperatura. Puesto que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP aumenta con la profundidad (Figs. 7.8b y h), tanto los valores de χ como de IRM a baja temperatura se verán influenciadas por el aumento en la concentración de dichos minerales. A temperatura ambiente, los valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ desde la superficie y hasta 150 cm de profundidad, oscilan entre 0.8 y 0.9, de manera que la respuesta magnética en esta parte del suelo está dominada fundamentalmente por minerales ferrimagnéticos. A partir de 160 cm se observa una disminución en los valores de $IRM_{100}/SIRM$, oscilando entre 0.7 y 0.8, y por tanto, quizás un ligero aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos. A 77 K, los valores de dicha relación disminuyen respecto a los calculados a temperatura ambiente, indicando un aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos a baja temperatura y, por tanto, aumento en la coercitividad de las muestras. Este aumento se debe a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP y de dichos minerales en estado SD, principalmente goetita en estado SD *fino* que aumenta el valor de su

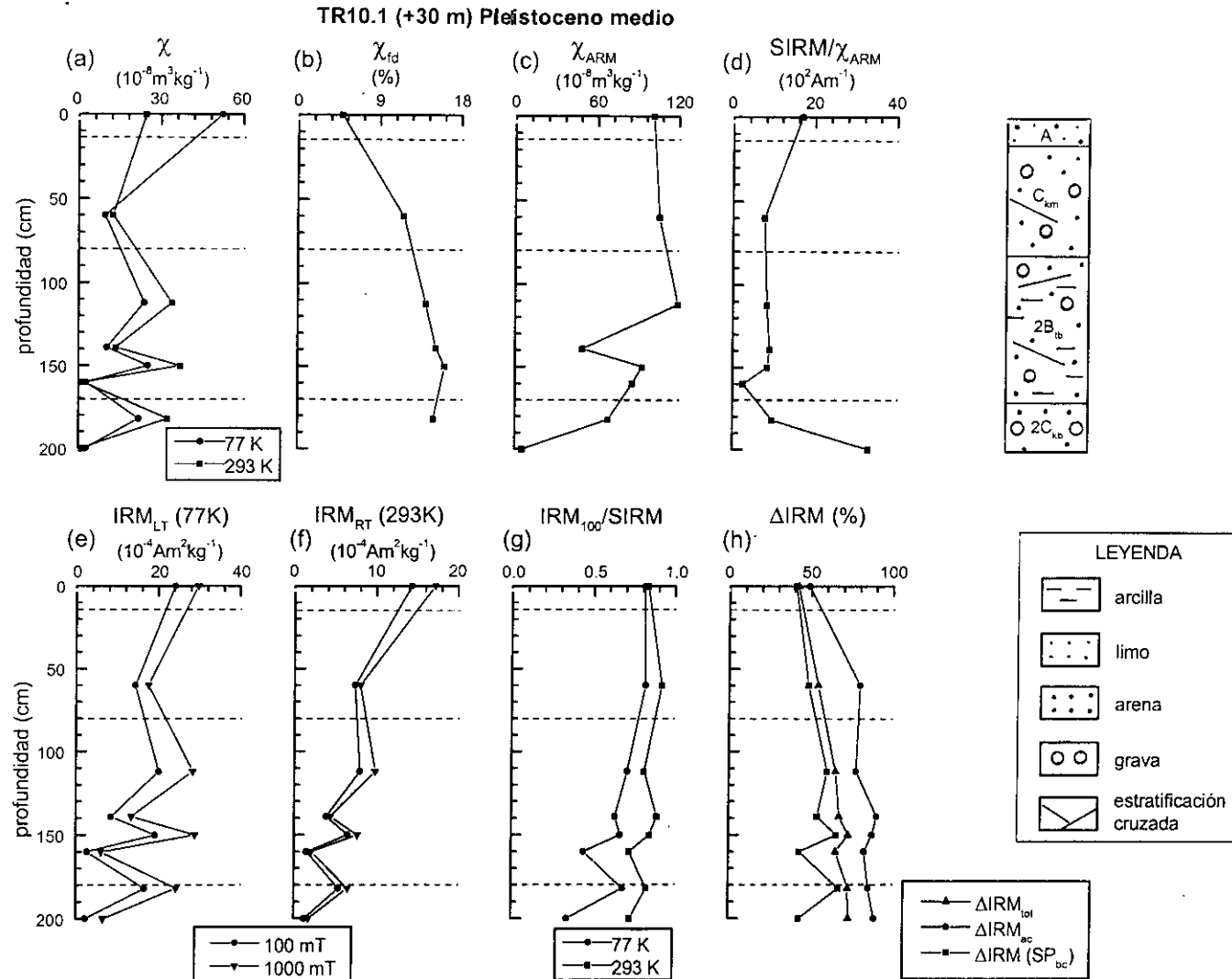


Fig. 7.8: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR10.1, correspondiente a la terraza de + 30 m del río Tajo (Pleistoceno medio).

magnetización espontánea a baja temperatura.

Comparando las curvas de χ a 293 y 77 K (Fig. 7.8a) se observa que la concentración relativa de minerales paramagnéticos en relación a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es mucho mayor en los primeros 50 centímetros del suelo que a profundidades mayores.

En cuanto al estado magnético de los minerales ferrimagnéticos se puede indicar lo siguiente:

- a) Se observa un aumento continuo en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD con la profundidad, tal y como indica la variación de la susceptibilidad con la frecuencia, χ_{fd} (Fig. 7.8b).
- b) Entre 60 y 150 cm de profundidad no se observan variaciones en el estado magnético SD, indicando los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ que dicho estado magnético corresponde a SD *fino*, cerca del límite SD/SP. El máximo de esta relación, observado a 200 cm de profundidad se debe, probablemente a un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos, tal y como indica la Fig. 7.8g.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, lejos del límite SP/SD, viene reflejado en la curva ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.8h). Los valores de dicho parámetro aumentan desde la superficie hasta la profundidad máxima de muestreo indicando un aumento en la concentración de dichos minerales con la profundidad.

En general, la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es muy baja, aumentando ligeramente en la parte inferior del perfil (Fig. 7.8g). Los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.8h) aumentan con la profundidad, indicando un aumento en la contribución de dichos minerales tanto en estado SP como SD. Puesto que el valor de la magnetización espontánea de la goetita aumenta fuertemente a 77 K, los valores tan elevados del parámetro ΔIRM_{ac} en la parte inferior del perfil pueden indicar la presencia de dicho mineral en estado SD, aunque en baja concentración.

La Fig. 7.9 en la que se representan los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a los correspondientes al parámetro χ_{fd} . Dicha figura indica que la concentración más elevada de granos ferrimagnéticos *finos*, próximos al límite SP/SD se sitúa en el horizonte B_t, mientras que en el horizonte A, el tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos se sitúa más próximo a SD grueso.

Las curvas de adquisición de magnetización remanente isothermal aplicando en primer lugar campos normales (positivos) y, posteriormente, inversos para muestras situadas a profundidades diferentes se representan en la Fig. 7.10. En ella se observa que dichas curvas están dominadas por minerales de baja coercitividad, siendo la muestra más superficial la que posee una coercitividad ligeramente mayor, tal y como también muestra la Fig. 7.8g. En las Figs. 7.11a y b se representan los ciclos de histéresis sin corregir y corregido por la fracción paramagnética, respectivamente, para la muestra situada a 5 cm de profundidad. Estas curvas indican por una parte, una importante contribución de minerales paramagnéticos y, por otra parte, que la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos.

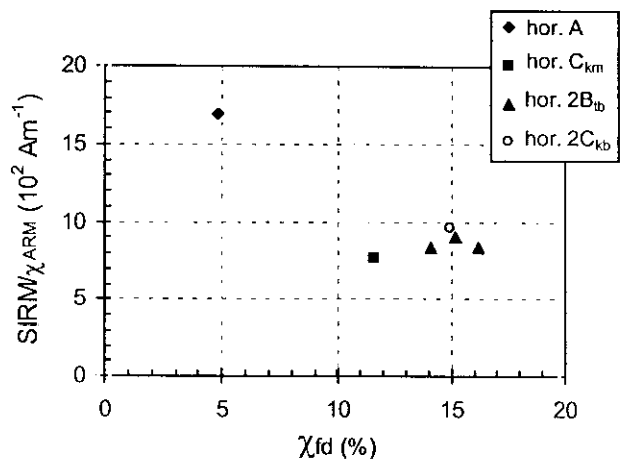


Fig. 7.9: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR10.1.

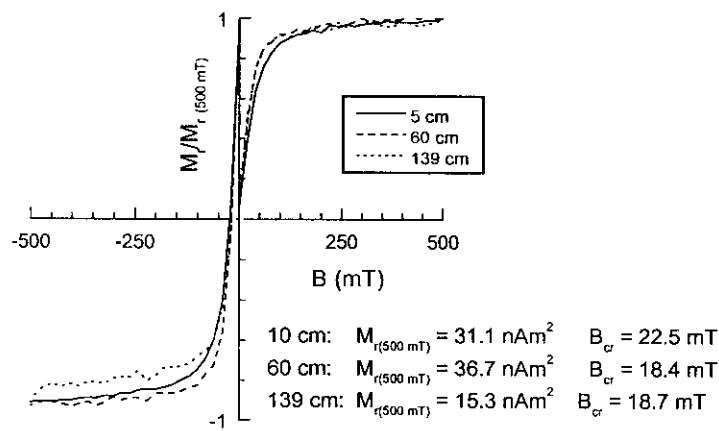


Fig. 7.10: Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isoterma (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo en las muestras situadas a 5, 60 y 139 cm de profundidad en el perfil TR10.1.

Conclusiones

Este perfil, caracterizado por la presencia de una costra caliza próxima a la superficie, muestra comportamiento irregular de los parámetros magnéticos, aunque en general, se puede indicar que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es mayor en la parte superior del perfil, la cual disminuye con la profundidad. Por otra parte, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP aumenta con la profundidad. En la parte más profunda del perfil se observa un ligero incremento en la coercitividad remanente de las muestras.

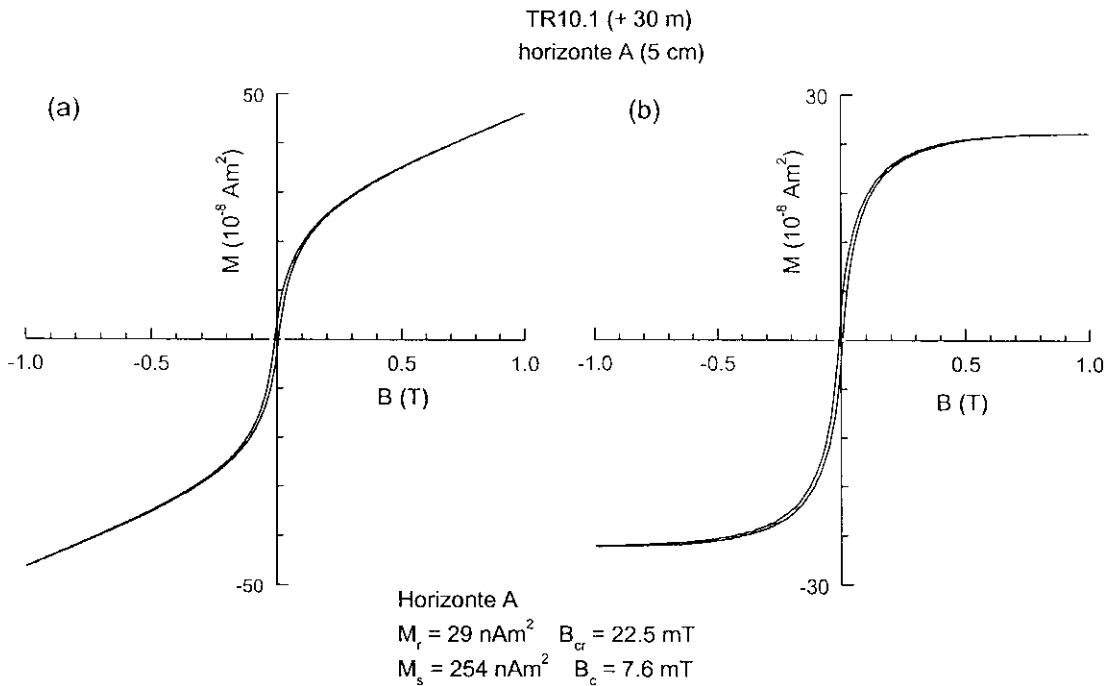


Fig. 7.11: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 5 cm de profundidad en el perfil TR10.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética.

7.1.4.- TERRAZA DE + 45 – 50 m (perfiles TR9.1 y TR9.2)

En esta terraza correspondiente al Pleistoceno medio se muestrearon dos perfiles: TR9.1 y TR9.2. Comparando la secuencia de horizontes edáficos es posible observar diferencias locales en el desarrollo de dichos suelos. El perfil TR9.1 está bien desarrollado, con un horizonte iluvial de gran espesor, mientras que el perfil TR9.2 presenta una costra caliza, C_{km} , a tan solo 130 cm de profundidad.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR9.1

Breve descripción litológica

En este perfil se observan tan sólo el horizonte superficial, A_p , de 30 cm de espesor y los horizontes iluviales B_{t1} , B_{t2} y B_{t3} , y con un espesor total de, al menos, 220 cm. Se trata, por tanto, de un suelo bien lavado y sin acumulaciones de carbonato cálcico.

Los perfiles de parámetros magnéticos, especialmente IRM a diferentes temperaturas y χ_{ARM} (Figs. 7.12c, e y f) muestran un aumento de los valores de dichos parámetros en el horizonte más superficial del suelo. El perfil del parámetro χ (Fig. 7.12a) no refleja claramente dicho aumento debido, tanto a una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en los horizontes B_1 , como a la presencia de minerales paramagnéticos, contribuyendo ambos al aumento de la susceptibilidad magnética en los horizontes iluviales. Por tanto, comparando dichos parámetros es posible reconocer una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superficial del suelo, hasta aproximadamente 50 cm de profundidad, la cual disminuye rápidamente entre 50 y 70 cm. A partir de 70 cm, y coincidiendo con el límite superior del horizonte B_{12} , se observa una disminución más suave de dichos minerales hasta el final del perfil. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.12g) muestra que la respuesta magnética está dominada fundamentalmente por minerales ferrimagnéticos, ya que la relación entre dichos parámetros oscila entre los valores de 0.8 y 0.95. Para la profundidad máxima de muestreo se observa una ligera disminución del valor de $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K, la cual podría estar relacionada con una pequeña contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD. A 77 K, los valores de dicha relación indican un cierto aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos respecto al calculado a temperatura ambiente y, por tanto, un aumento en la coercitividad remanente. Tanto a 293 K como a 77 K la coercitividad de las muestras aumenta ligeramente con la profundidad.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.12a), se observa que los valores de χ a temperatura ambiente, salvo a 200 cm de profundidad, son siempre superiores que a baja temperatura, indicando que la concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos es muy importante.

En cuanto al estado magnético en que se encuentran los minerales ferrimagnéticos presentes, se puede indicar lo siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, aumentando ligeramente dicha concentración con la profundidad (Fig. 7.12b). En la parte inferior del perfil se observa que χ_{fd} supera el valor límite de 14 % establecido por Stephenson (1971).
- b) Los valores observados en la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ indican una elevada concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino*, cerca del límite SD/SP en todo el perfil (Fig. 7.12d)
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 77 y 293 K aumenta con la profundidad, tal y como muestra la curva $\Delta IRM (SP_{bc})$ (Fig. 7.12h).

La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es muy baja en todo el perfil (Fig. 7.12g), aumentando, quizás, ligeramente con la profundidad. Los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.12h) aumentan rápidamente con la profundidad hasta 70 cm en que se observa un máximo y a

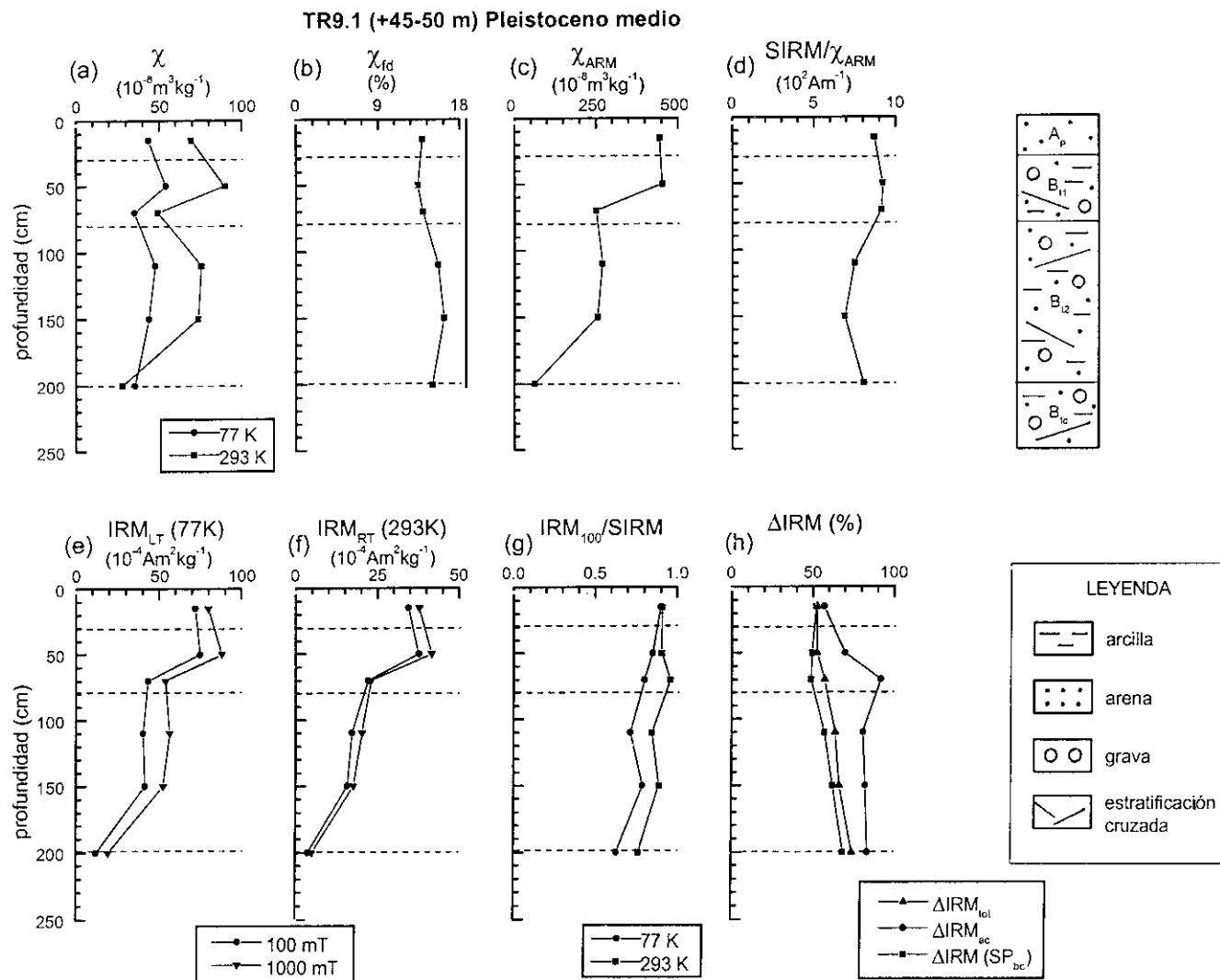


Fig. 7.12: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR9.1, correspondiente a la terraza de + 45 - 50 m del río Tajo (Pleistoceno medio).

partir de 110 cm se mantiene constante su valor. Los valores de este parámetro en los horizontes B son superiores a los calculados en el horizonte A, indicando que la contribución total de minerales antiferromagnéticos es superior en los horizontes iluviales. Estos minerales se encuentran tanto en estado SP como en estado SD. Es posible que la mayor contribución de estos minerales en estado SD sea debida a la goetita, puesto que los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (diferencia relativa entre las pendientes de las curvas de adquisición de IRM a 77 y 293 K) son muy elevados en la parte inferior del perfil

En la Fig. 7.13 se observa una clara correlación entre los valores de χ_{fd} y SIRM/χ_{ARM} , de manera que un aumento en χ_{fd} supone una disminución en SIRM/χ_{ARM} . Este comportamiento indica un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP y SD *fino* (límite SP/SD) al aumentar la profundidad de la muestra.

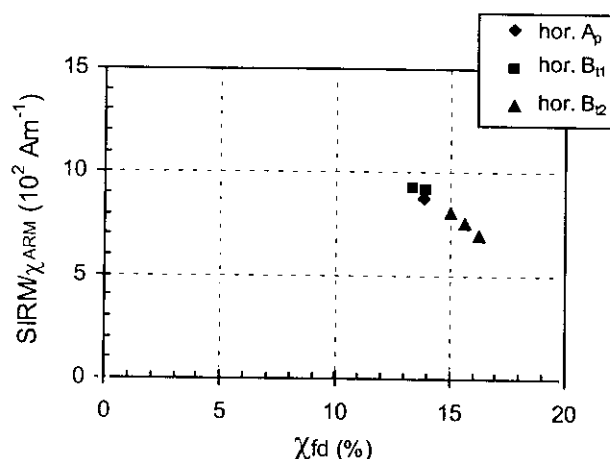


Fig. 7.13: Valores de SIRM/χ_{ARM} frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR9.1.

En este perfil se realizaron para todas las muestras curvas de adquisición de IRM (0 - 800 mT) y de desimación de la IRM adquirida a 800 mT por medio de campos alternos (0 - 100 mT), con objeto de estimar la magnitud relativa de las interacciones entre los granos magnéticos siguiendo el método propuesto por Cisowski (1981). Los resultados de estos experimentos se muestran en la Fig. 7.14. El punto de intersección entre la curva de adquisición de IRM y la de desimación corresponde al factor R (Cisowski, 1981), el cual se puede utilizar como indicador de la fuerza de las interacciones magnéticas. Las interacciones fuertes se producen cuando el factor R es menor que 0.5, siendo $R = 0.5$ el valor de intersección para granos SD sin interacción magnética. La Fig. 7.14 muestra que el factor R de las diferentes muestras está situado entre 0.29 (50 cm) y 0.37 (200 cm), indicando una considerable interacción magnética entre los granos.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza porque a temperatura ambiente la respuesta magnética de todas las muestras del perfil está dominada por minerales ferrimagnéticos. En la parte superior del

suelo se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD. La concentración de dichos minerales en estado SP aumenta con la profundidad, provocando que los valores de χ en el horizonte B_{12} sean próximos a los calculados en A_p . Por otra parte, la concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP aumenta, también, con la profundidad.

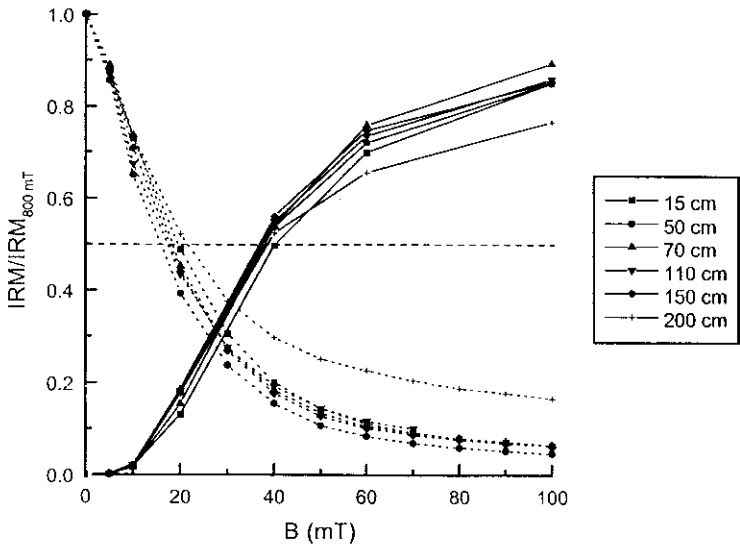


Fig. 7.14: Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimánación de la IRM por medio de campos alternos (0 –100 mT) para las muestras correspondientes al perfil TR9.1. El punto de intersección entre ambas curvas corresponde al factor R, siguiendo el método de Cisowski (1981).

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR9.2

Breve descripción litológica

Como ya se ha indicado, existen diferencias locales en el desarrollo de los suelos TR9.1 y TR9.2, tal y como muestran las diferencias existentes entre los horizontes genéticos de ambos perfiles. El perfil TR9.2 muestra un horizonte superficial, A_p , de 25 cm de espesor, seguido de un horizonte B_w , con signos de alteración y de tan solo 15 cm de espesor. Bajo este horizonte se sitúan los horizontes C_{kl} y C_{km} , ricos en carbonatos y, el último de ellos, cementado. La presencia de carbonatos parece indicar un proceso de evolución regresiva del suelo.

Descripción de los parámetros magnéticos

Puesto que no se tomaron muestras del horizonte eluvial, A_p , no es posible conocer si la concentración de minerales ferrimagnéticos y, por tanto, los valores de los parámetros magnéticos son máximos en el horizonte superficial. Comparando las curvas de los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas (Figs. 7.15a, c, e y f) se observa un aumento del valor de dichos parámetros en el horizonte B_w respecto a los calculados en los horizontes C_{kl} y C_{km} y, por tanto, una mayor

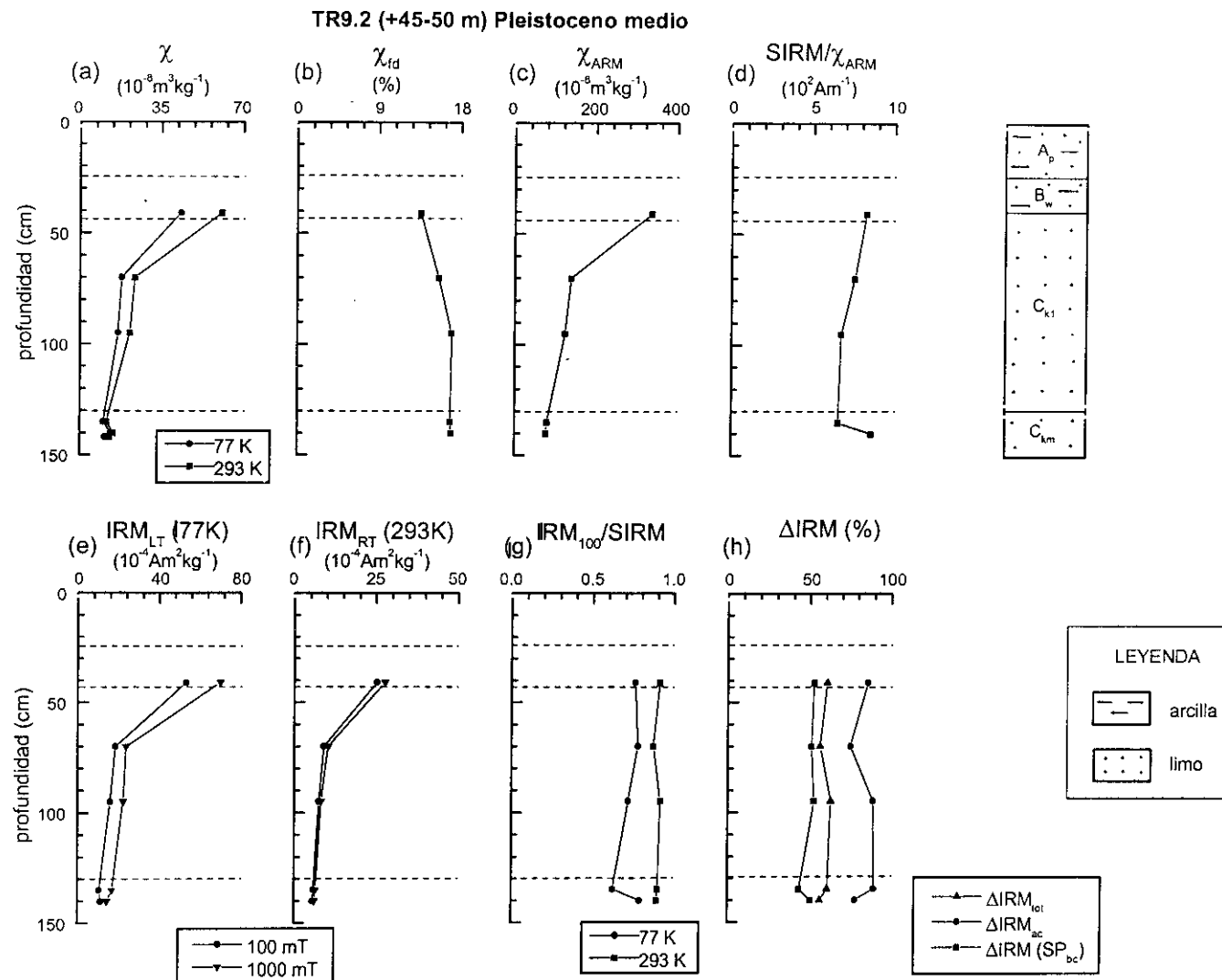


Fig. 7.15: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR9.2, correspondiente a la terraza de + 45 - 50 m del río Tajo (Pleistoceno medio).

concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en el horizonte de alteración. La concentración de dichos minerales disminuye rápidamente entre 40 y 70 cm de profundidad y a partir de 70 cm se observa una disminución lenta en dicha concentración. Los valores calculados para la relación $IRM_{100}/SIRM$ así como de IRM a temperatura ambiente (Figs. 7.15g, f, respectivamente) indican que la respuesta magnética en todo el perfil está dominada por minerales ferrimagnéticos SD de muy baja coercitividad. Los valores de IRM y $IRM_{100}/SIRM$ a 77 K indican un aumento de la coercitividad de las muestras a dicha temperatura respecto a la calculada a temperatura ambiente.

Comparando las curvas de χ a 293 y 77 K (Fig. 7.15a) se observa que los valores de la curva calculada a temperatura ambiente son siempre más elevados que a 77 K, indicando una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos, especialmente en el horizonte B_w .

En general, el estado magnético de los minerales ferrimagnéticos varía con la profundidad según se indica a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD indicado por el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.15b) aumenta con la profundidad en el intervalo 40 - 95 cm. A partir de dicha profundidad el parámetro χ_{fd} se mantiene constante, indicando que no existen cambios en la concentración de dichos minerales a partir de 95 cm y hasta el final del perfil. De igual forma que en el perfil analizado anteriormente, χ_{fd} supera en la parte más profunda del perfil el valor teórico de 14 % estimado por Stephenson (1971).
- b) Los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.15d) indican una elevada concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino*, cerca del límite SD/SP en todo el perfil.
- c) No se observan variaciones significativas con la profundidad en los valores del parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.15h), indicando que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* se mantiene constante en todo el perfil.

A temperatura ambiente no se observa contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD, estando la respuesta magnética de las muestras dominada por minerales ferrimagnéticos. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a baja temperatura (Fig. 7.15 g) indica la contribución de minerales antiferromagnéticos. Estos minerales se encuentran, probablemente, en estado SP a temperatura ambiente y su temperatura de bloqueo se sitúa entre 77 y 293 K, tal y como se observa, además, a partir del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.15g).

En la Fig. 7.16, en la cual se relacionan los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , se observa que la concentración de granos *finos* ferrimagnéticos es muy elevada en todo el perfil, siendo la muestra correspondiente al horizonte B_w la que posee una menor concentración de granos SP cerca del límite SP/SD.

Los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 70 y 135 cm de profundidad (horizontes C_{k1} y C_{km} , respectivamente) (Figs. 7.17a, c, d) poseen un comportamiento similar. La

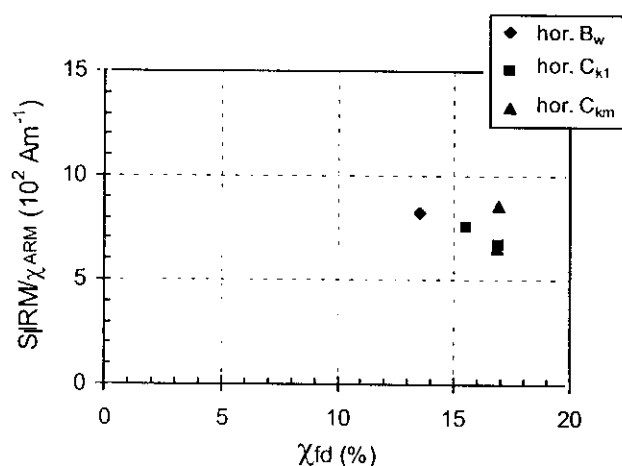


Fig. 7.16: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR9.2.

concentración de minerales paramagnéticos, indicada por la pendiente de las curvas a campos altos es similar. Los ciclos de histéresis corregidos por dicha fracción paramagnética, indican en ambos casos la presencia de tan solo minerales de baja coercitividad, de manera que para campos inferiores a 0.3 T los ciclos están completamente cerrados (Figs. 7.17c y d). Por otra parte, las curvas de adquisición de magnetización remanente (Fig. 7.17b) se saturan para campos del orden de 0.1 T. Los valores de magnetización muestran, además, que la concentración de minerales ferrimagnéticos es ligeramente superior en la muestra situada en el horizonte C_{k1}.

Conclusiones

En resumen, puesto que no se tienen datos del horizonte A_p, se puede señalar únicamente que el comportamiento magnético en los horizontes B_w y C_{k1} está dominado por la contribución de minerales ferrimagnéticos, siendo dicha concentración superior en B_w. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es muy importante en todo el perfil.

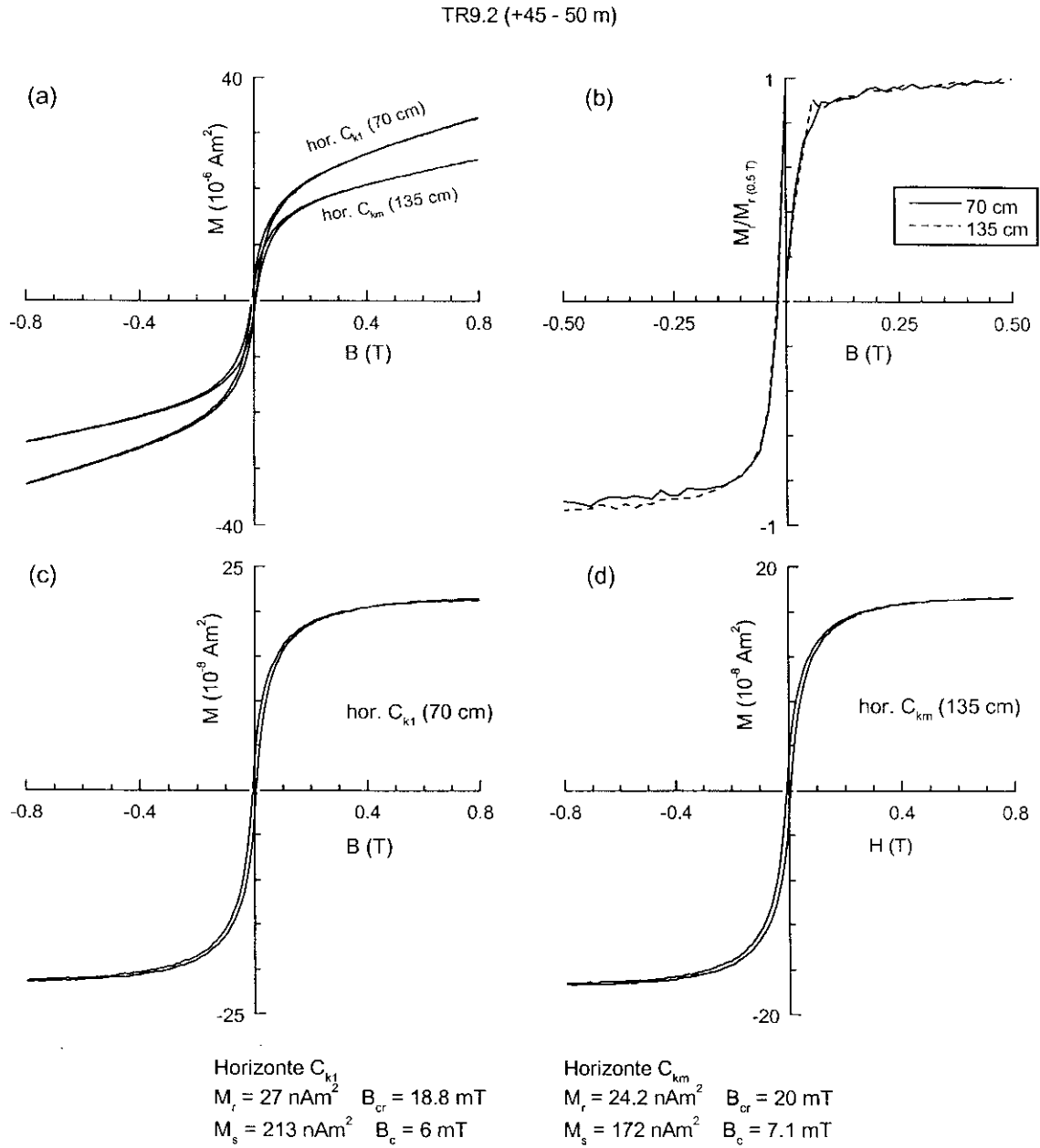


Fig. 7.17: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 70 y 135 cm de profundidad en el perfil TR9.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isoterma (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo en ambas muestras.

7.1.5.- TERRAZA DE + 60 – 65 m (perfiles TR8.1 y TR8.2)

En esta terraza, la más joven de las correspondientes al Pleistoceno inferior, se muestrearon los perfiles de suelo TR8.1 y TR8.2. La litología de ambos perfiles es similar, observándose en ellos horizontes C_k , ricos en carbonatos y que en principio son indicadores de procesos de evolución regresiva en la formación de los suelos, puesto que este tipo de evolución favorece la concentración de carbonatos cerca de la superficie del suelo y la formación de costras calizas.

a) *Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR8.1*

Breve descripción litológica

Este perfil de suelo está constituido por un horizonte eluvial, A_p , de 35 cm de espesor, un horizonte iluvial, B_t , con tan solo 7 cm de espesor medio y diferentes horizontes C_k , hasta, al menos, 150 cm de profundidad.

Descripción de los parámetros magnéticos

Las curvas de correspondientes a los parámetros magnéticos χ , IRM e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.18a, e y f) poseen un comportamiento similar con la profundidad. Se observa un aumento del valor de dichos parámetros en la parte superior del suelo (horizontes A_p y B_t) y a partir de 50 cm de profundidad una disminución brusca en los valores hasta 130 cm. Desde esta profundidad y hasta el final del perfil muestreado (150 cm) no se observan importantes variaciones en los valores de dichos parámetros. Este comportamiento magnético con la profundidad indica una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del suelo (horizontes A_p y B_t) respecto a la concentración existente en los horizontes C_k . Las diferencias existentes en las formas de las curvas de los parámetros χ y IRM para 293 K, especialmente a 50 cm de profundidad, se deben, principalmente, a una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP y, también, a la presencia de minerales paramagnéticos, ya que ambos influyen en la medida de χ pero no en la medida de la magnetización remanente a temperatura ambiente. La curva de los valores correspondientes al parámetro χ_{ARM} (Fig. 7.18c), el cual es especialmente sensible a la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD, muestra una mayor concentración de dichos granos en la parte superficial del suelo. La relación $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.18g) indica que la respuesta magnética a temperatura ambiente está dominada en todo en perfil por minerales ferrimagnéticos en estado SD. A partir de 90 cm de profundidad se observa una ligera disminución en los valores de dicha relación. A baja temperatura (77 K) los valores de $IRM_{100}/SIRM$ disminuyen aproximadamente 0.1 respecto a

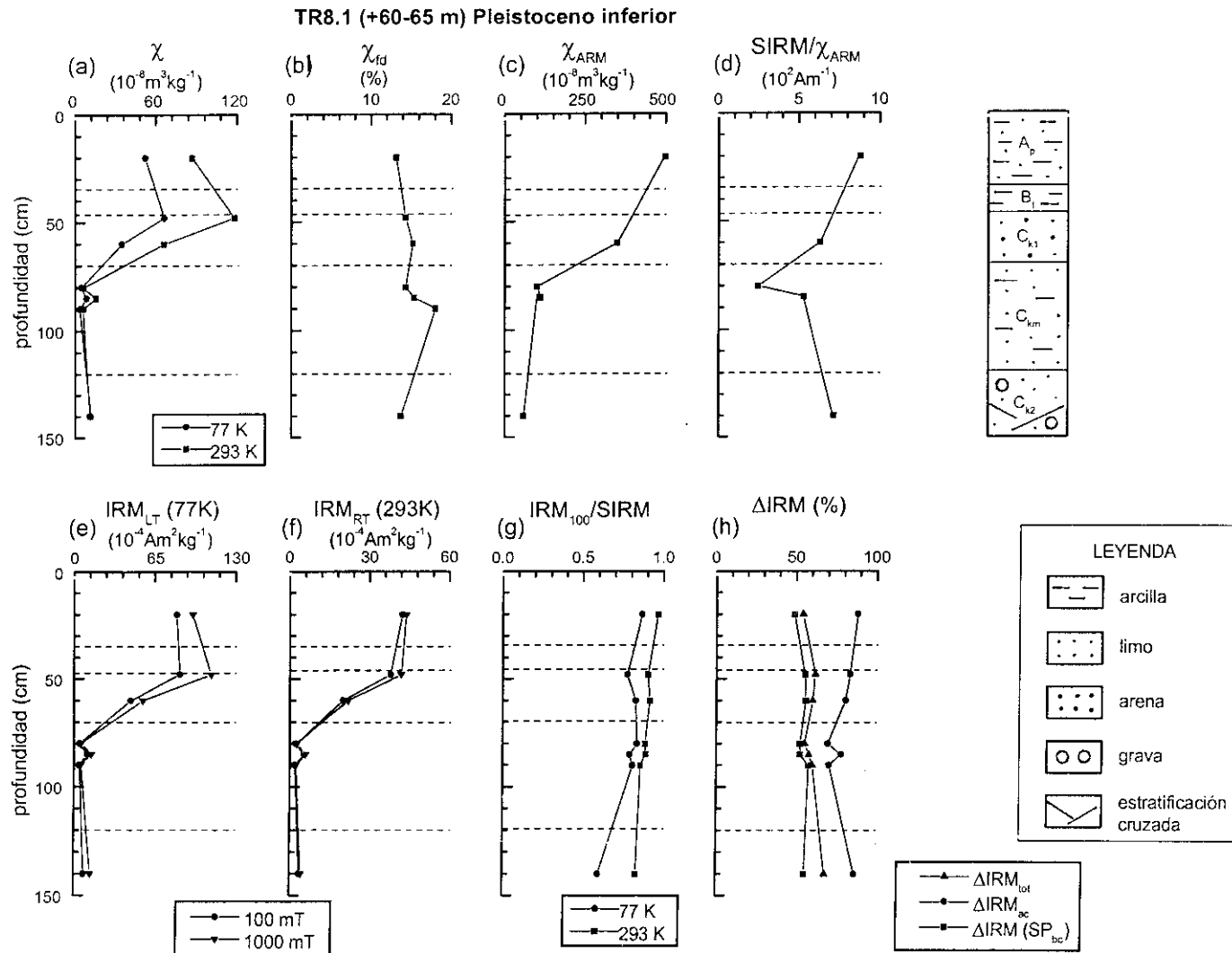


Fig. 7.18: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR8.1, correspondiente a la terraza de + 60 - 65 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

temperatura ambiente, salvo a 150 cm de profundidad en que dicha disminución es aproximadamente 0.3. Este comportamiento indica un pequeño aumento en la coercitividad remanente de las muestras a baja temperatura respecto a temperatura ambiente, producido por la contribución a 77 K de minerales antiferromagnéticos, probablemente en estado SP, que no contribuyen al valor de la magnetización a temperatura ambiente.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.18a) se observa en los primeros 60 cm del suelo una elevada concentración relativa de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos. A partir de dicha profundidad, la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la de ferrimagnéticos aumenta fuertemente

En cuanto a la variación con la profundidad de los granos ferrimagnéticos en diferente estado magnético se observa lo siguiente:

- a) La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, tal y como indica los valores del parámetro χ_{fd} (Fig. 7.18b). Los valores tan elevados de dicho parámetro calculados en los horizontes C_{km} y C_{k2} , pueden deberse, quizás, a que los valores de χ medidos son próximos al nivel de ruido del aparato de medida.
- b) La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.18d) posee valores típicos correspondientes a una elevada concentración de granos ferrimagnéticos SD *finos* (próximos al límite SD/SP).
- c) El parámetro ΔI_{RM} (SP_{bc}) aumenta ligeramente con la profundidad (Fig. 7.18h) indicando un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP *fino* con la profundidad.

No se observa contribución significativa de minerales antiferromagnéticos en estado SD a temperatura ambiente (Fig. 7.18g). El parámetro $\Delta I_{RM_{ac}}$ (Fig. 7.18h), que indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos, posee valores elevados, los cuales podrían estar relacionados con la presencia de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

En la Fig. 7.19 en la que se representan los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} se observa que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino* y SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil. Algunas muestras superan el valor de χ_{fd} del 14 %.

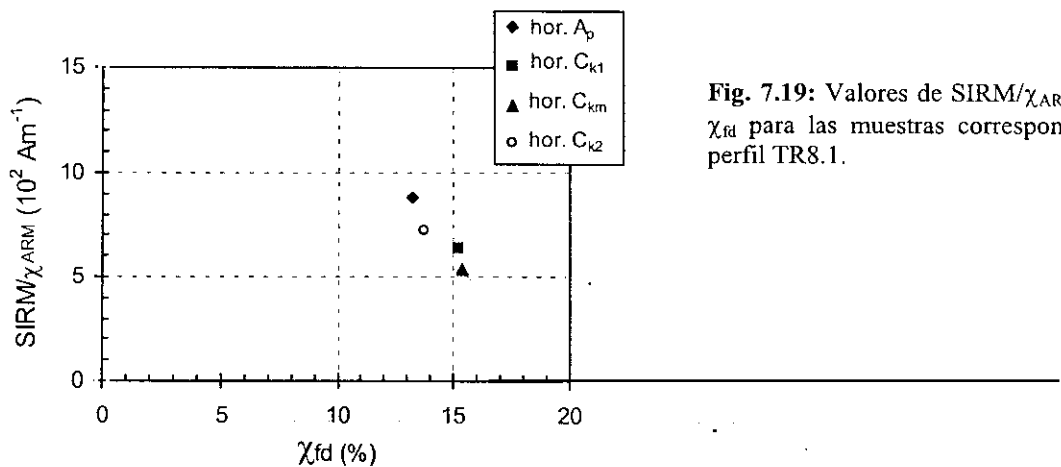


Fig. 7.19: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR8.1.

En la Fig. 7.20 se representan las curvas normalizadas de adquisición de IRM y desimanación de SIRM por campos alternos para las muestras situadas a 48 y 90 cm de profundidad. El factor R posee valores próximos a 0.3 en ambas muestras, indicando posibles interacciones entre granos magnéticos. Los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras situadas a 20 y 60 cm de profundidad se representan en la Fig. 7.21. Comparando las curvas sin corregir por la fracción paramagnética (Fig. 7.21a) se observa que dicha fracción ligeramente superior en la muestra situada a 20 cm de profundidad. Las curvas corregidas por dicha fracción paramagnética (Fig.s. 7. 21c y d) indican la presencia de minerales ferrimagnéticos, de muy baja coercitividad, tal y como también muestran las curvas de adquisición de magnetización remanente (Fig. 7.20b).

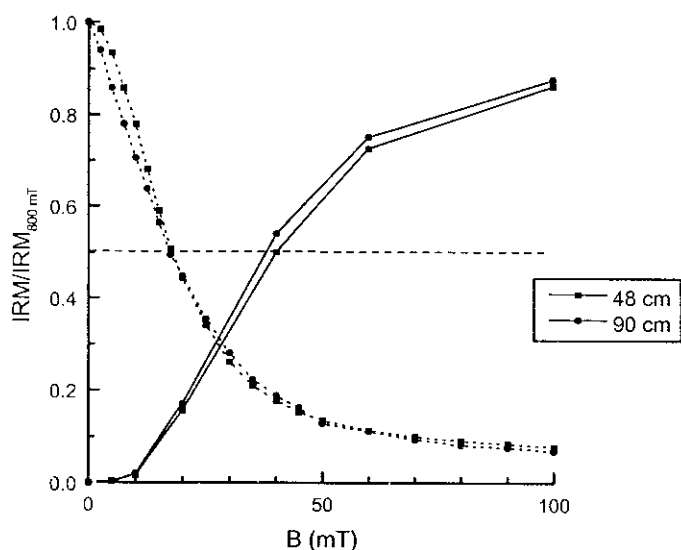


Fig. 7.20: Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de la IRM por medio de campos alternos (0 –100 mT) para las muestras situadas a 48 y 90 cm de profundidad en el perfil TR8.1.

Conclusiones

En resumen, la respuesta magnética en este perfil está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos, siendo los horizontes A_p y B_t los que poseen la máxima concentración de dichos minerales en estado SD (probablemente SD *fino*) a temperatura ambiente. La concentración de minerales ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil.

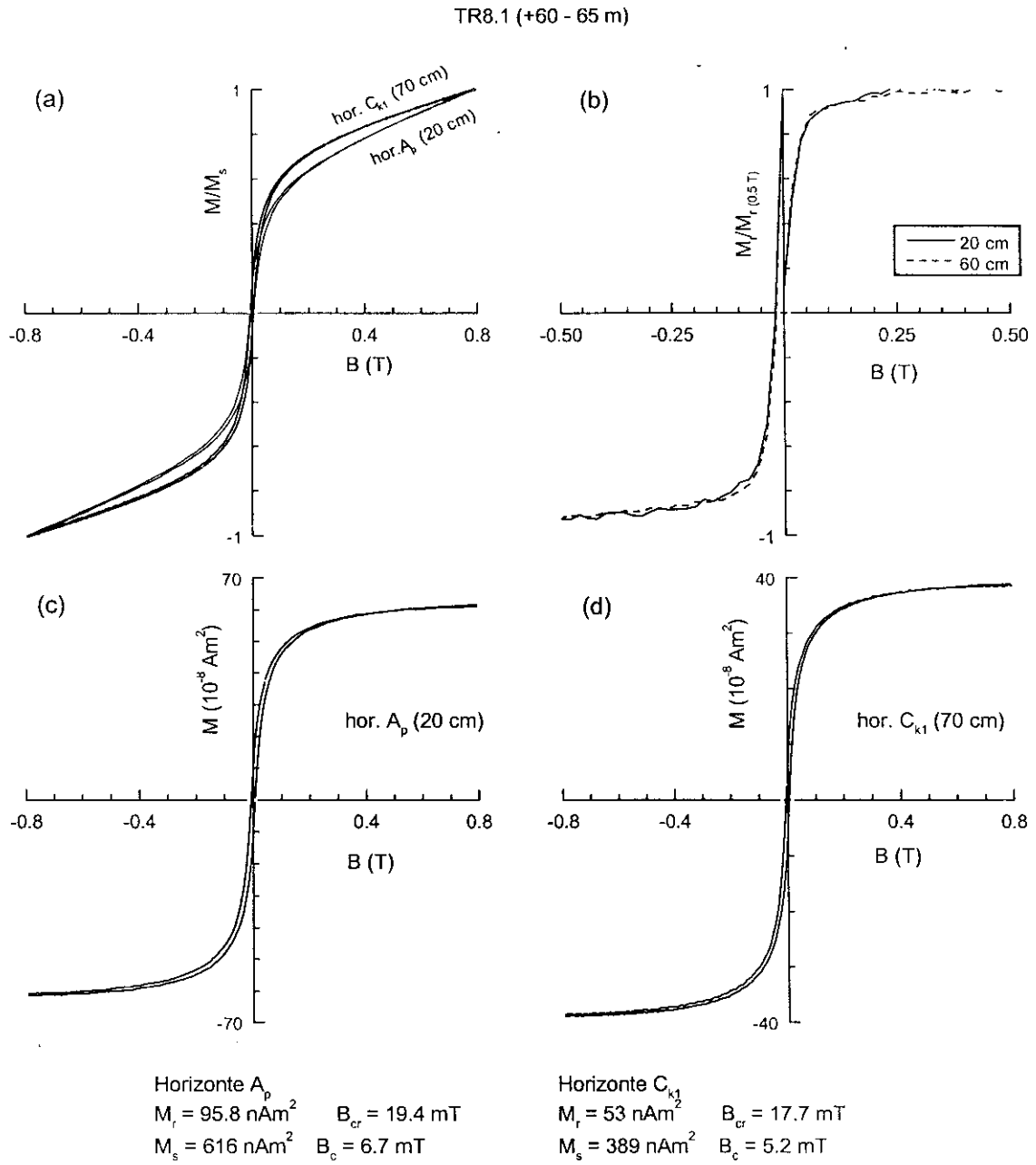


Fig. 7.21: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 20 y 60 cm de profundidad en el perfil TR8.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isoterma (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo en ambas muestras.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR8.2

Breve descripción litológica

A diferencia del perfil descrito anteriormente (TR8.1), este otro carece del horizonte iluvial B_i , probablemente debido a que fue erosionado. Además los dos primeros horizontes C_k (C_{km1} y C_{km2}) se encuentran fuertemente cementados.

Descripción de los parámetros magnéticos

En general, los perfiles de parámetros magnéticos son muy similares a los observados en el perfil TR8.1. En el horizonte A_p , los parámetros χ , IRM e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.22a, e y f) poseen valores similares a los calculados para este mismo horizonte en el perfil descrito anteriormente, siendo posible también observar los valores máximos de dichos parámetros. En el horizonte C_{km1} disminuyen rápidamente los valores de dichos parámetros y a partir de 85 cm de profundidad la disminución es más suave. Puesto que el muestreo no fue realizado con mucho detalle, es difícil realizar una buena caracterización magnética de los horizontes y, tan solo, es correcto hablar de tendencias de los valores en los diferentes parámetros en cada uno de los horizontes. La curva de χ_{ARM} (Fig. 7.22c) posee comportamiento similar con la profundidad al observado en los parámetros anteriormente señalados. Estas características magnéticas indican que existe una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte más superficial del perfil (horizonte A_p), disminuyendo dicha concentración según la profundidad de muestreo. Las curva de IRM₁₀₀/SIRM a temperatura ambiente (Fig. 7.22g) muestra que hasta 75 cm de profundidad la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos. En el horizonte C_k se observa una posible contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD a dicha temperatura. Desde la superficie hasta 75 cm, los valores de IRM₁₀₀/SIRM calculados a 77 K indican un pequeño aumento de la coercitividad de las muestras respecto a 293 K. En cambio, el valor de IRM₁₀₀/SIRM para la muestra situada a 160 cm disminuye hasta 0.55, indicando posiblemente la contribución de minerales antiferromagnéticos a 77 K.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.22a) se observa que los valores de χ medidos a 293 K son siempre superiores, salvo a 160 cm, a los valores de χ medidos a 77 K indicando una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP respecto a la concentración de minerales paramagnéticos.

En cuanto a la variación con la profundidad del estado magnético en que se encuentran los minerales ferrimagnéticos se puede señalar lo siguiente:

a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD, es muy

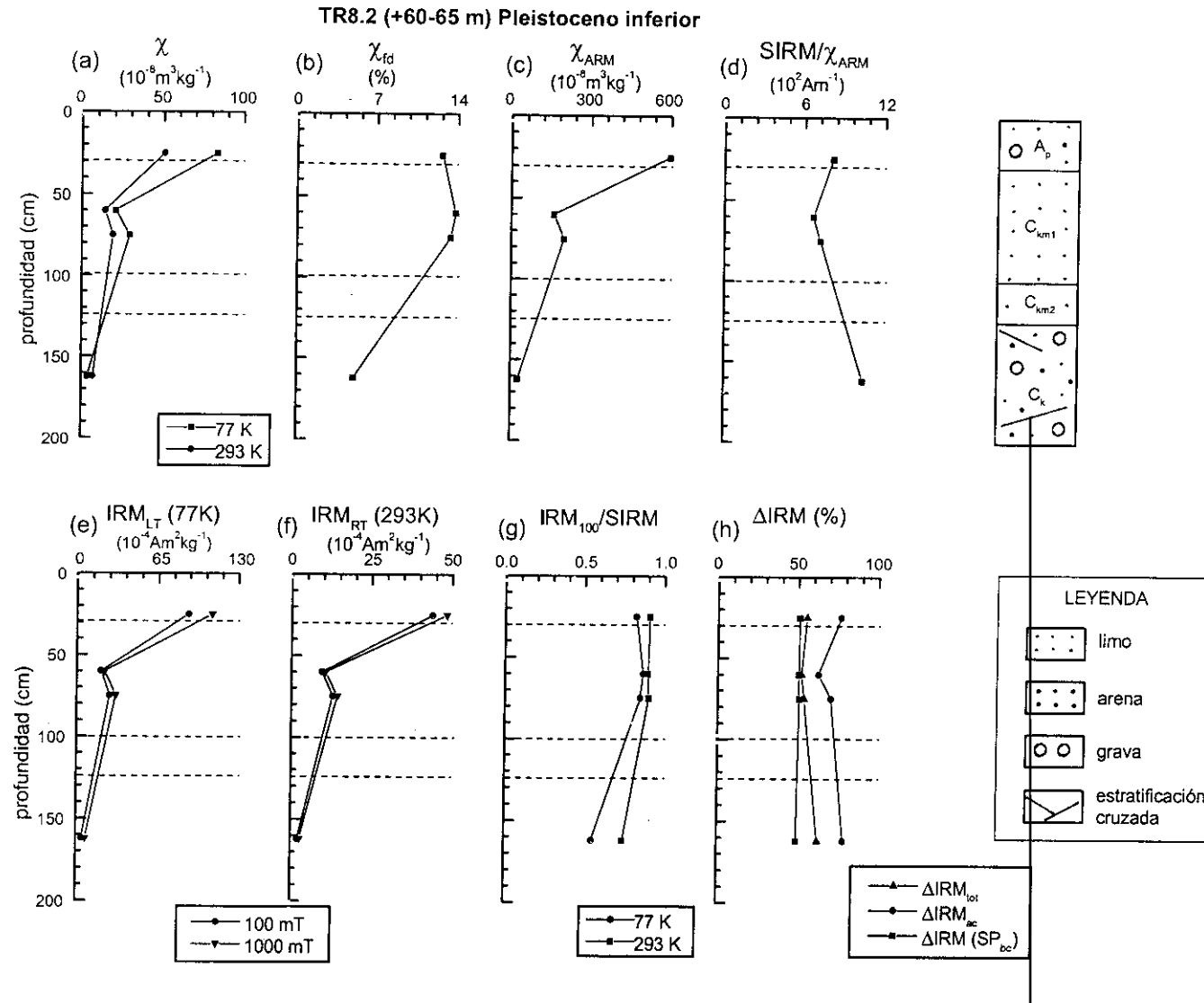


Fig. 7.22: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR8.2, correspondiente a la terraza de + 60 - 65 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

elevada en los horizontes A_p y C_{km1} , disminuyendo dicha concentración en el horizonte C_k , tal y como indica la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.22b).

- b) La curva de variación de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.22d) indica que los granos ferrimagnéticos SD se encuentran en estado SD *fino* en la parte superior del suelo, aumentando, probablemente, dicho tamaño de grano dentro del rango SD en el horizonte C_k .
- c) Los valores de ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.22h) se mantienen prácticamente constantes con la profundidad, con valores del orden de 50 %, indicando que la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* se mantiene constante con la profundidad.

La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es quizás significativa sólo en el horizonte C_k (160 cm), aunque no puede asegurarse debido a que se dispone de una sola muestra en ese horizonte. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.22h) indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos. En la parte superior del perfil, en la que no existe contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD, los valores de dicho parámetro podrían indicar la contribución de estos minerales en estado SP a temperatura ambiente.

La gráfica que relaciona los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} (Fig. 7.23) muestra que un aumento en los valores del parámetro χ_{fd} va acompañado de una disminución en $SIRM/\chi_{ARM}$. Por tanto, la concentración de granos ferrimagnéticos *finos* es más elevada en el horizonte C_{km1} .

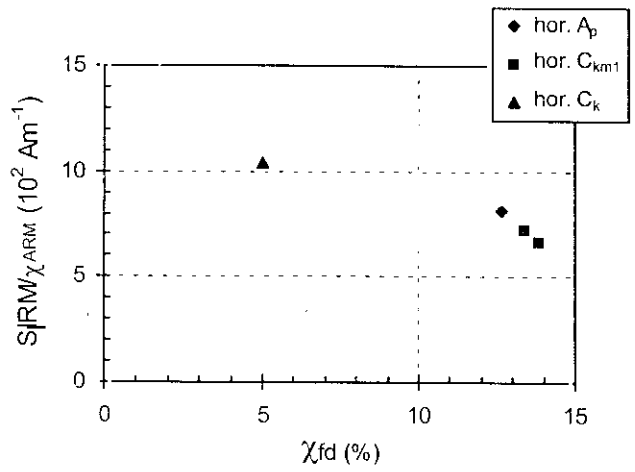


Fig. 7.23: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR8.2.

Comparando los ciclos de histéresis sin corregir por la fracción paramagnética (Fig. 7.24a) se observa que la pendiente a altos campos en la muestra situada a 25 cm es superior a la de la muestra de 60 cm de profundidad, indicando que la concentración de minerales paramagnéticos es superior en la muestra más superficial. Las curvas corregidas por dicha fracción paramagnética (Figs. 7.24c y d) indican que la respuesta magnética se debe tan solo a minerales ferrimagnéticos, probablemente en estado SD *fino*, puesto que los ciclos de histéresis tienen forma cuadrada y se cierran para campos muy bajos. Las curvas de adquisición de IRM (Fig. 7.24d) muestran, también, que la respuesta magnética de la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos con muy baja coercitividad.

Conclusiones

La respuesta magnética en este perfil, al igual que en el anterior, correspondientes ambos a la misma terraza, está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP a temperatura ambiente, siendo la concentración de dichos minerales máxima en el horizonte A_p .

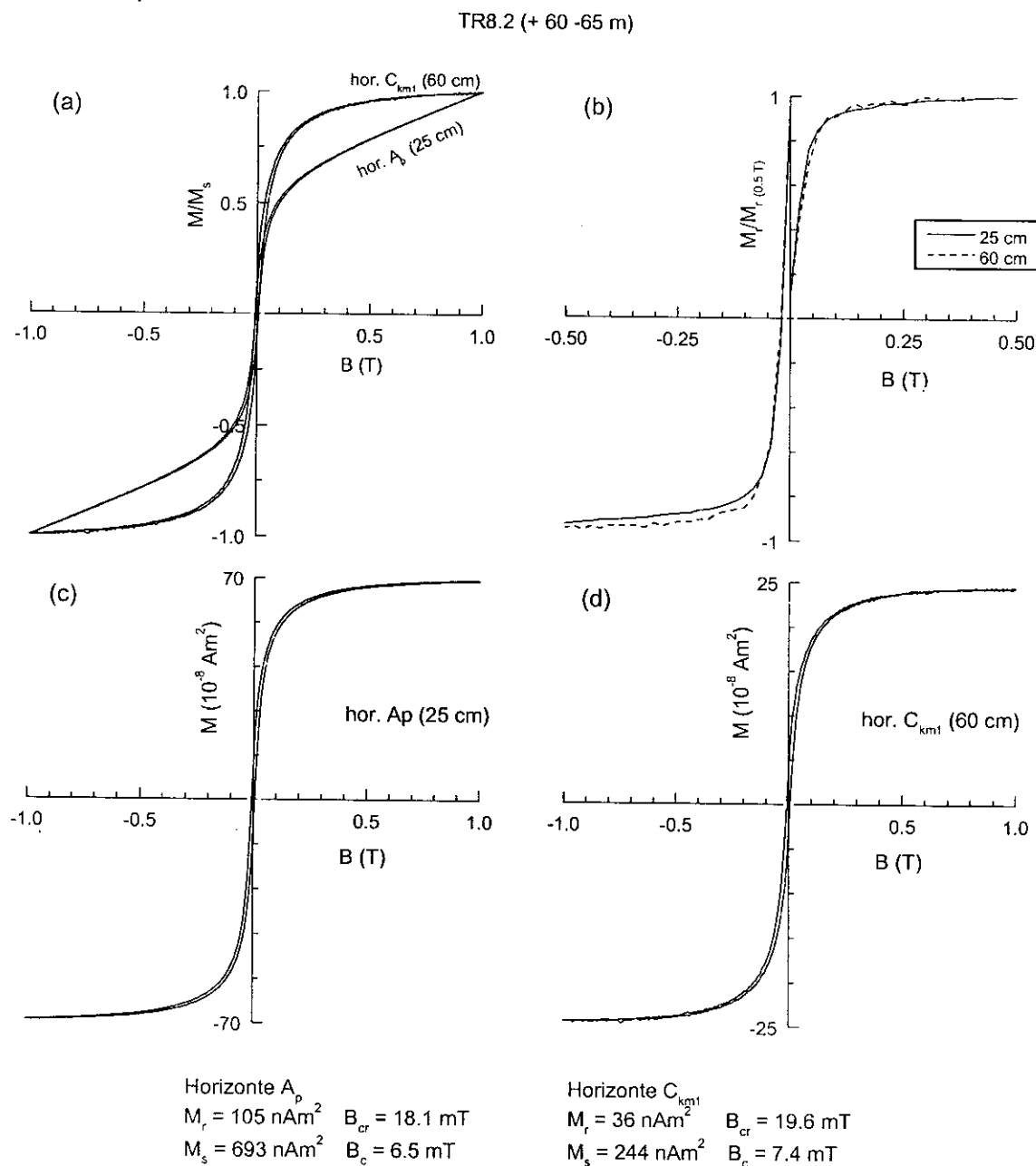


Fig. 7.24: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 25 y 60 cm de profundidad en el perfil TR8.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) para la aplicación de campo positivo y, posteriormente, campo negativo en ambas muestras.

7.1.6.- TERRAZA DE + 75 – 80 m (perfiles TR7.1, TR7.2, TR7.4 y TR7.5)

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno inferior, se muestrearon cuatro perfiles de suelo: TR7.1, TR7.2, TR7.4 y TR7.5. La secuencia de horizontes edáficos es similar en todos ellos salvo en el perfil TR7.2. En estos se observa un horizonte superficial, A y/o E, seguido de un conjunto de horizontes iluviales, en los que aparece una discontinuidad litológica entre 70 y 100 cm de profundidad y, por debajo de esta, se observan concrecciones de carbonato cálcico. El perfil TR7.2 corresponde a un suelo de carácter regresivo, que ha favorecido la concentración de carbonatos cerca de la superficie y la formación de costras calizas (C_{km1} y C_{km2}).

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR7.1

Breve descripción litológica

Este perfil de suelo consta de un horizonte eluvial, A, de 30 cm de espesor y bajo él se encuentran situados diferentes horizontes iluviales: B_{tl} , $2B_{tk1}$, $2B_{tk2}$ y $2B_{tk3}$, habiendo sufrido los tres últimos horizontes procesos de iluviación y carbonatación. A 75 cm de profundidad se observa discontinuidad litológica, la cual supone un cambio en el comportamiento de determinadas parámetros magnéticos con la profundidad.

Descripción de los parámetros magnéticos

Las curvas de variación de los parámetros magnéticos χ e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.25a, e y f) muestran comportamiento diferente con la profundidad. Los valores del parámetro χ aumentan con la profundidad a ambas temperaturas hasta 93 cm. A partir de ese nivel y hasta el final del perfil disminuyen los valores de este parámetro. Sin embargo, la curva de IRM a temperatura ambiente muestra una disminución de los valores con la profundidad, de manera que los valores máximos de este parámetro corresponden a la parte más superficial del suelo. Estas diferencias de comportamiento entre ambos parámetros se deben, principalmente a la concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SP, tal y como muestra la diferencia de valores de χ a 77 y 293 K (Fig. 7.25a). En consecuencia, se observan también diferencias en la forma de las curvas de IRM a 77 y 293 K, ya que dicha concentración de minerales en estado SP no contribuye en las medidas de IRM realizadas a temperatura ambiente y sí en IRM a baja temperatura. La relación $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.25g) indica que a dicha temperatura la respuesta magnética está dominada en todo el perfil por minerales ferrimagnéticos en estado SD. Los valores de dicha relación calculados a 77 K indican un aumento en la coercitividad de las muestras respecto a temperatura ambiente, indicando, probablemente la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP.

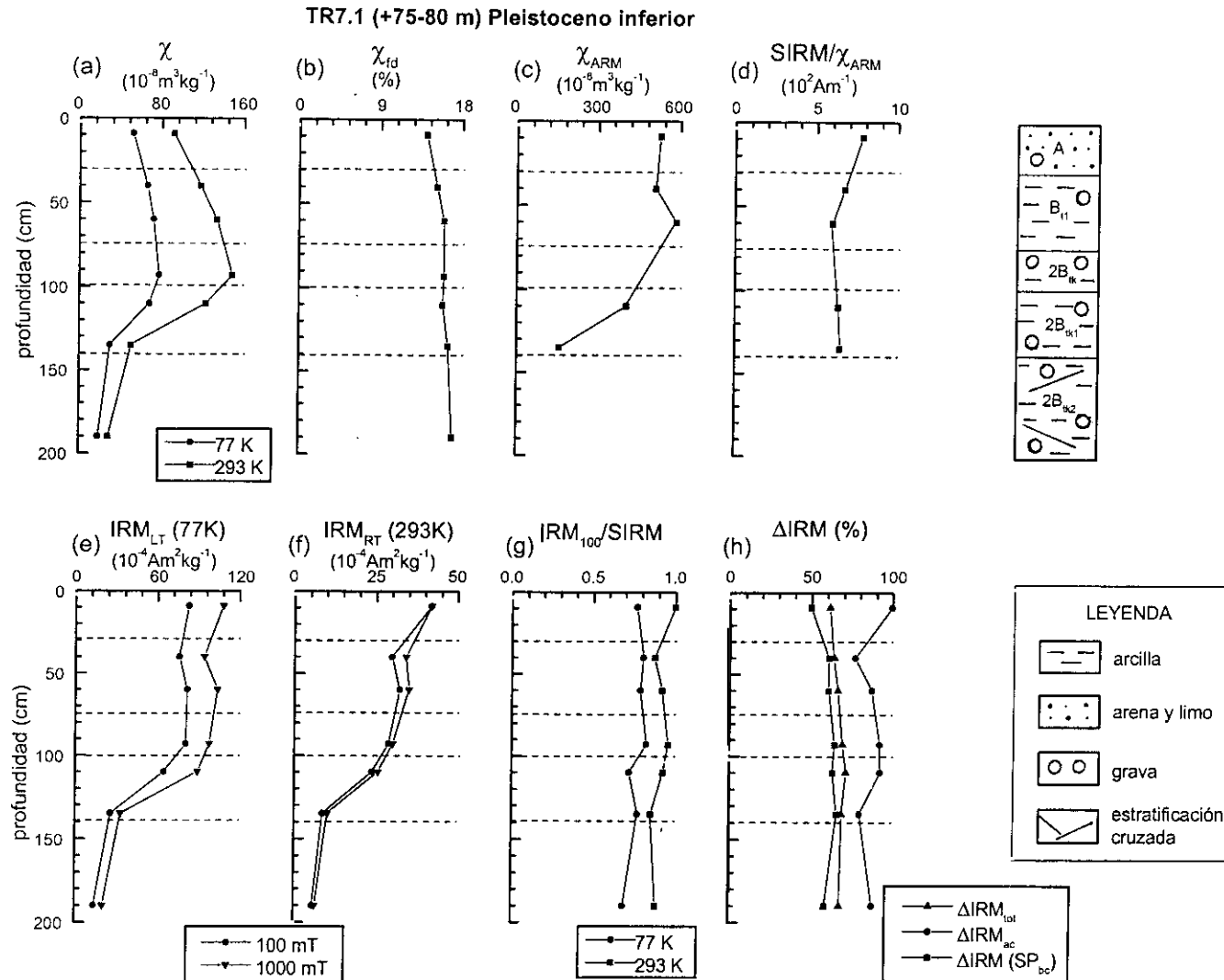


Fig. 7.25: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR7.1, correspondiente a la terraza de + 75 - 80 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

En cuanto a la variación con la profundidad del estado magnético en que se encuentran los minerales ferrimagnéticos se observa lo siguiente:

- a) La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, aumentando ligeramente con la profundidad, tal y como muestra la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.25b).
- b) La curva correspondiente a la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Figs. 7.25d) indica que los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino* en todo el perfil.
- c) El parámetro ΔI_{RM} (SP_{bc}) (Fig. 7.25h) muestra un ligero aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP *fino* con la profundidad.

En este perfil no se observa contribución de minerales antiferromagnéticos a temperatura ambiente (Fig. 7.25g). La curva de variación de $\Delta I_{RM_{ac}}$ (Fig. 7.25h), la cual indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos posee valores elevados en todo el perfil debido, probablemente, a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

La Fig. 7.26 muestra la relación existente entre los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , indicando una elevada concentración de granos ferrimagnéticos viscosos, en el límite SD/SP, especialmente en los horizontes iluviales. Se observa la tendencia característica encontrada en la mayoría de los perfiles de suelos estudiados en este sistema según la cual, un aumento de los valores del parámetro χ_{fd} va acompañado de una disminución en los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$.

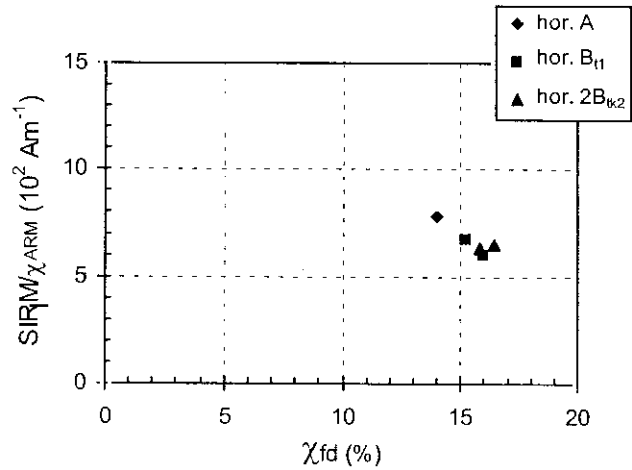


Fig. 7.26: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR7.1.

Las curvas normalizadas de adquisición de IRM y desimanación por medio de campos alternos se representa en la Fig. 7.27. En esta figura se observa que el punto de intersección entre las curvas (parámetro R) se sitúa entre 0.34 y 0.36, salvo para la muestra situada a 93 cm de profundidad para la cual $R = 0.27$. Esta diferencia de comportamiento observada para esta última muestra coincide con una elevada concentración de granos ferrimagnéticos SD y con un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP. Estos valores del factor R indican fuertes interacciones entre los granos ferrimagnéticos.

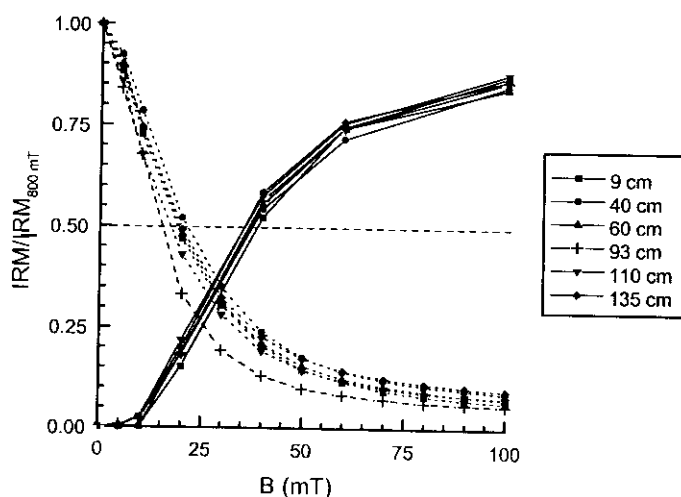


Fig. 7.27: Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimación de IRM por medio de campos alternos (0 – 100 mT) para las muestras correspondientes al perfil TR7.1.

Conclusiones

Se ha observado diferencia de forma entre las curvas de χ e IRM. Estas diferencias se deben a que, aunque la respuesta magnética en todo el perfil está dominada por los minerales ferrimagnéticos, la concentración de éstos en estado SD disminuye con la profundidad, mientras que la concentración de estos minerales en estado SP es muy elevada en todo el perfil. Los minerales ferrimagnéticos en estado SP no contribuyen en la medida de IRM a temperatura ambiente.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR7.2

Breve descripción litológica

Como ya se ha dicho anteriormente, el perfil TR7.2 ha sufrido un proceso de desarrollo diferente al del resto de los perfiles de la misma terraza. En este perfil ha desaparecido, probablemente por erosión, el horizonte de iluviación y se ha formado una costra caliza próxima a la superficie del suelo. El horizonte A, quizás rejuvenecido, posee un espesor de 30 cm. A partir de dicha profundidad y hasta 210 cm, se observan tres horizontes C carbonatados, los dos primeros también cementados (C_{km1} y C_{km2}). Bajos estos horizontes se sitúa un horizonte C_g , con signos de gleificación y de, al menos, 40 cm de espesor.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a 293 K (Figs. 7.28a, c y f) presentan un comportamiento prácticamente similar con la profundidad, observándose valores

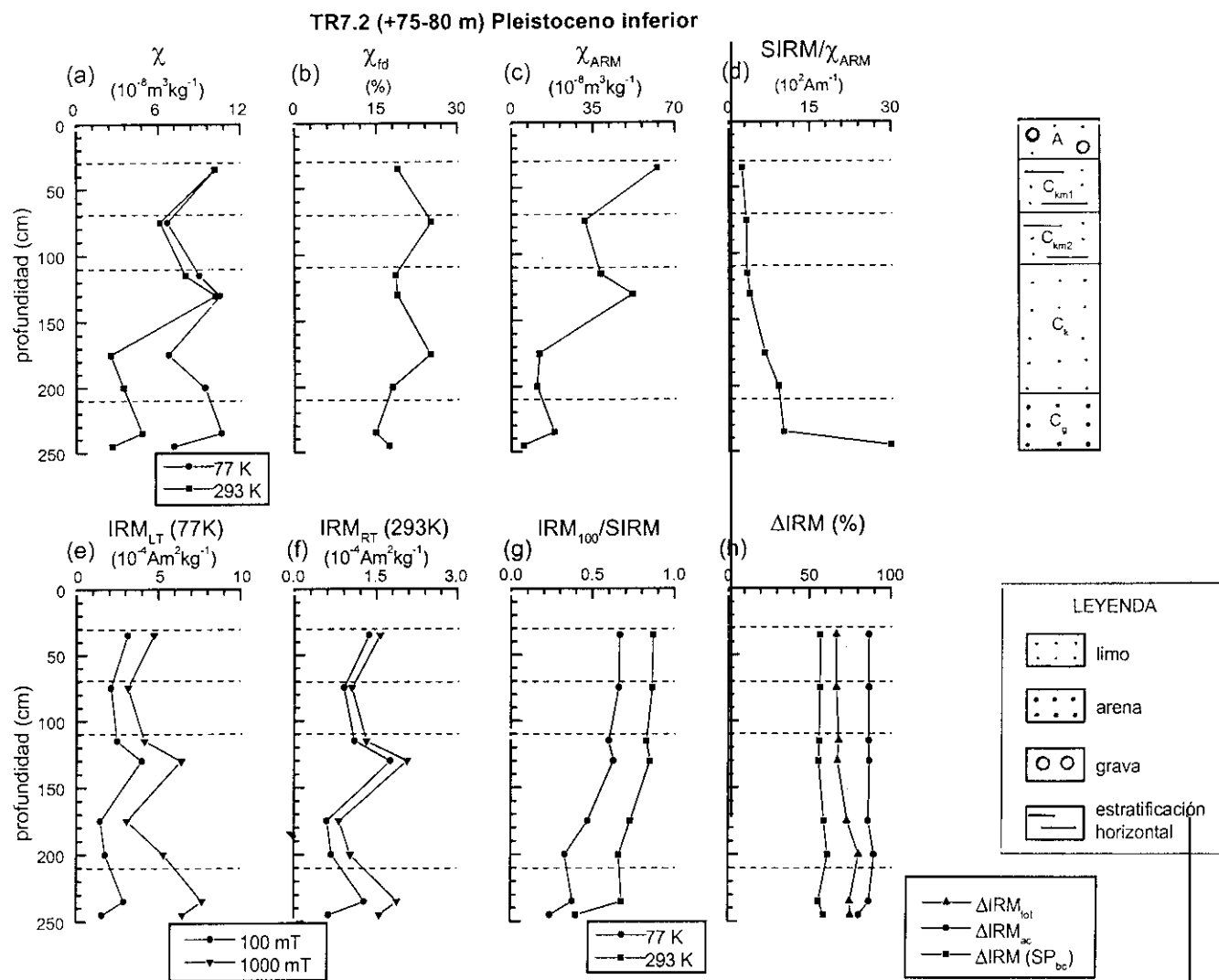


Fig. 7.28: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR7.2, correspondiente a la terraza de + 75 - 80 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

máximos de dichos parámetros a 35, 130 y 230 cm de profundidad, asociados con máximos en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD. La concentración de minerales ferrimagnéticos en todo el perfil es muy baja, tal y como indican los valores de dichos parámetros. La curva de los valores de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.28g) indica que desde la superficie y hasta 130 cm, la respuesta magnética de las está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos. En los horizontes C_k y C_g se observa la contribución de minerales antiferromagnéticos. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a baja temperatura sigue la misma tendencia que a temperatura ambiente, y se observa, además, un aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos a 77 K en todo el perfil, siendo máxima en la parte inferior del mismo, donde adquiere valores mínimos de hasta 0.2. Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.28a) se observa que la contribución relativa de minerales paramagnéticos en relación a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es muy elevada en todo el perfil, fundamentalmente en la parte inferior del suelo.

En cuanto a las variaciones con la profundidad del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos, se observa lo siguiente:

- a) La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, en principio, es muy elevada en todo el perfil, según indican los valores del parámetro χ_{fd} (Fig. 7.28b). Se observa que estos valores de χ_{fd} superan en todo el perfil el valor teórico de 14 %, sin embargo, puesto que los valores de χ son muy bajos, en algunos casos pudieran estar al nivel del ruido del aparato, por lo que la medida pudiera haberse perturbado.
- b) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es máxima en la parte superior del suelo y a 130 cm de profundidad, tal y como ya se ha indicado y según muestran también los valores del parámetro χ_{ARM} (Fig. 7. 26c). La curva correspondiente a la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ muestra, además, que la concentración más elevada de granos SD *finos*, cerca del límite SD/SP se observa en los horizontes C_{km1} y C_{km2} . En el horizonte C_g el valor de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ aumenta hasta valores próximos a 3000 Am^{-1} indicando, probablemente, una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos.
- c) El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.28h), indicativo de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, sufre pequeñas variaciones con la profundidad, y posee valores comprendidos entre 50 y 60 %, indicando una contribución uniforme de dichos minerales en todo el perfil.

La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD es máxima en el horizonte C_g , mientras que en los horizontes superiores apenas es apreciable. Los valores calculados para el parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.28h), el cual indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos no sufren variaciones con la profundidad. Por tanto, las pendientes de las curvas de adquisición de IRM a temperatura ambiente y a baja temperatura son similares.

La Fig. 7.29 muestra la relación entre los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} . Como ya se ha indicado, los valores de χ_{fd} son muy elevados indicando, en principio, una alta concentración de granos magnéticos SP cerca del límite SP/SD. Los valores tan bajos de $SIRM/\chi_{ARM}$, especialmente en los horizontes C_{km} y C_k , pueden indicar una elevada concentración de granos ferrimagnéticos viscosos.

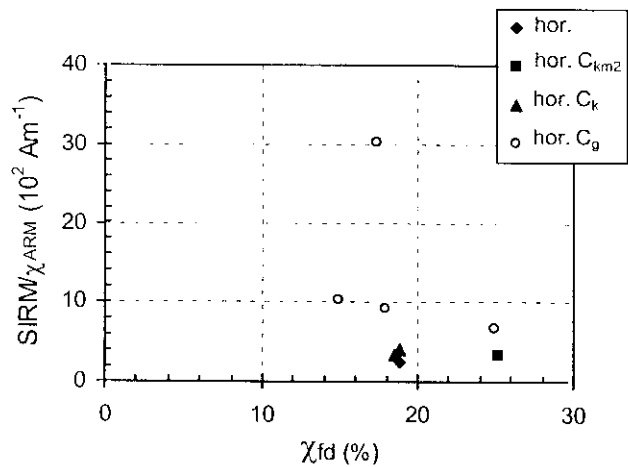


Fig. 7.29: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR7.2.

Los ciclos de histéresis sin corregir y corregido por la fracción paramagnética calculados para la muestra situada a 175 cm de profundidad (Figs. 7.30 a y b, respectivamente) indican, por una parte una elevada concentración de minerales paramagnéticos y, por otra parte, que la concentración de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad dominan la respuesta magnética, tal y como también indica la curva normalizada de adquisición de magnetización remanente, M_r (Fig. 7.30c).

Conclusiones

En resumen, este perfil presenta diferencias locales de desarrollo respecto al descrito anteriormente (TR7.1). Puesto que no se ha muestreado el horizonte A no es posible observar claramente un aumento de los valores de los parámetros magnéticos. La respuesta magnética está dominada en todo el perfil por minerales ferrimagnéticos, sin embargo, a partir de 175 cm se observa, también, una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD. En todo el perfil la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP es elevada.

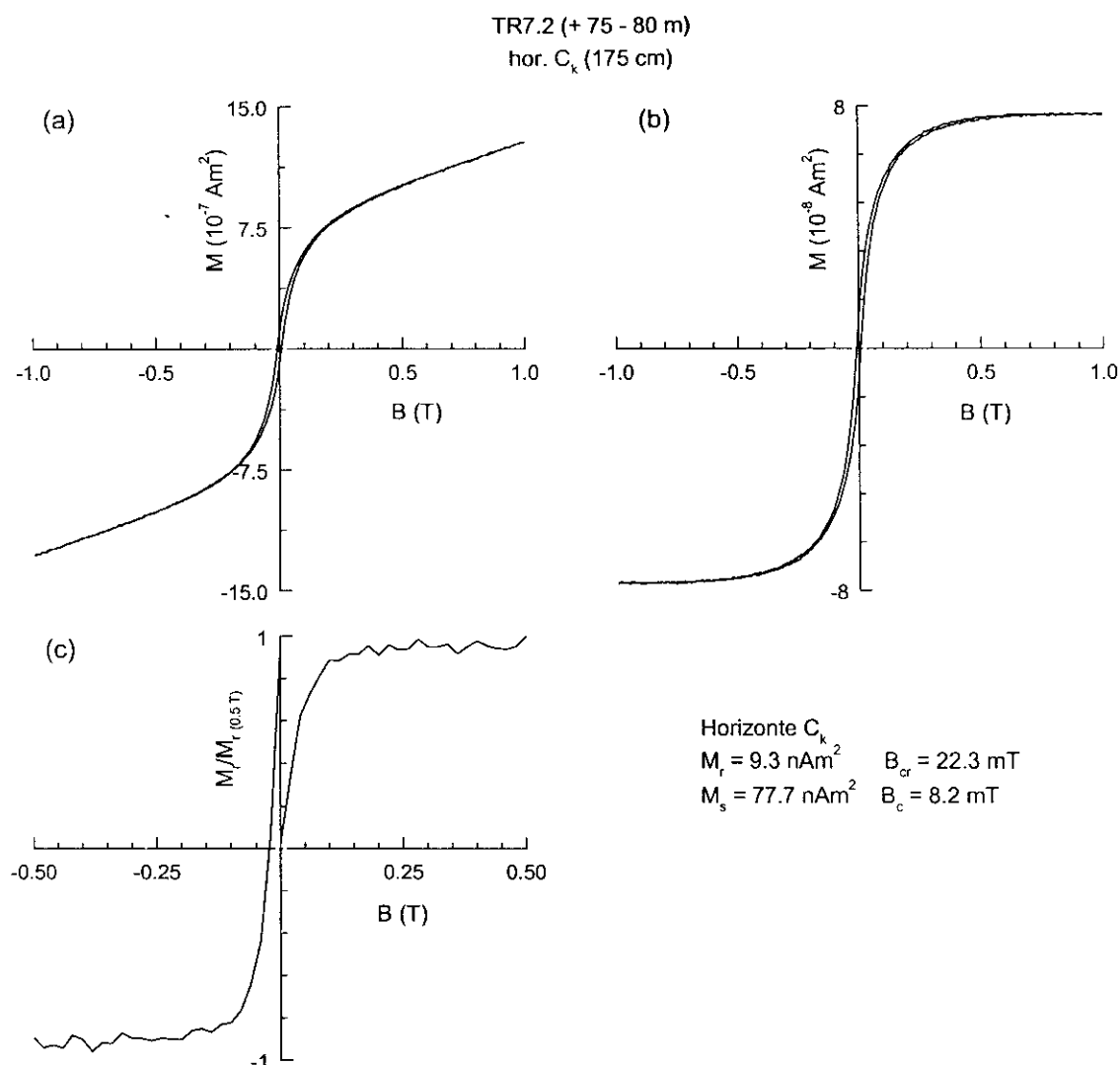


Fig. 7.30: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 5 cm de profundidad en el perfil TR7.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (c) Curva normalizada de adquisición de magnetización remanente (M_r) para dicha muestra, aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR7.4

Breve descripción litológica

Este perfil está constituido por los horizontes A y E, situados entre la superficie y 40 cm de profundidad, y los horizontes iluviales B_{tl}, 2B_{l2} y 2B_{lk}, con una discontinuidad litológica a 70 cm de profundidad. En el horizonte 2B_{lk} se observa la presencia de carbonato cálcico. Al igual que en el perfil TR7.1, no se ha encontrado el horizonte C por encima de la profundidad máxima de muestreo.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ e IRM (Figs. 7.31a y f) a temperatura ambiente muestran diferencias de comportamiento con la profundidad. La curva correspondiente a IRM muestra el comportamiento típico con la profundidad encontrado en suelos bien desarrollados, con aumento de los valores de dicho parámetro en la parte superior del perfil, seguida de una disminución de los valores con la profundidad. En cambio, la curva de χ muestra un aumento con la profundidad de los valores de dicho parámetro para todo el perfil. Estas diferencias se deben, fundamentalmente, a una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, especialmente a partir de 60 cm de profundidad, tal y como muestra la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.31b). La curva de IRM a 293 K muestra que la concentración más elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD se sitúa entre 25 y 90 cm de profundidad, disminuyendo dicha concentración desde 90 cm y hasta el final del perfil. Los valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ calculados a 293 y 77 K (Fig. 7.31g) indican que la respuesta magnética en todo el perfil está dominada por minerales ferrimagnéticos a ambas temperaturas. Además, los valores calculados a 77 K son del orden de los calculados a temperatura ambiente, fundamentalmente en el caso de las muestras más profundas. En cuanto a la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP, es posible observar a partir de la Fig. 7.31a que la concentración relativa de minerales paramagnéticos es baja en todo el perfil, de manera que el aumento del valor de χ producida por los minerales paramagnéticos a 77 K no compensa la disminución producida en dicho parámetro por la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 77 y 293 K.

Las variaciones según la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferentes estados magnéticos es la siguiente:

- a) La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es elevada en todo el perfil, aumentando, además, con la profundidad, tal y como indica el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.31b).
- b) Los valores calculados de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.31d) indican que los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD se encuentran en estado SD *fino* en la parte superior del suelo (5 – 60 cm). En los horizontes B_{12} y B_{1k} se observa una posible disminución del tamaño de grano dentro del rango SD.
- c) Los valores calculados del parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.31h) aumentan con la profundidad desde la superficie hasta el final del perfil, indicando que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* aumenta con la profundidad de muestreo.

Como ya se ha indicado, no se observa contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD en todo el perfil del suelo (Fig. 7.31g). Los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.31h) calculados en la parte superior del suelo (5 – 60 cm) podrían indicar la presencia de granos

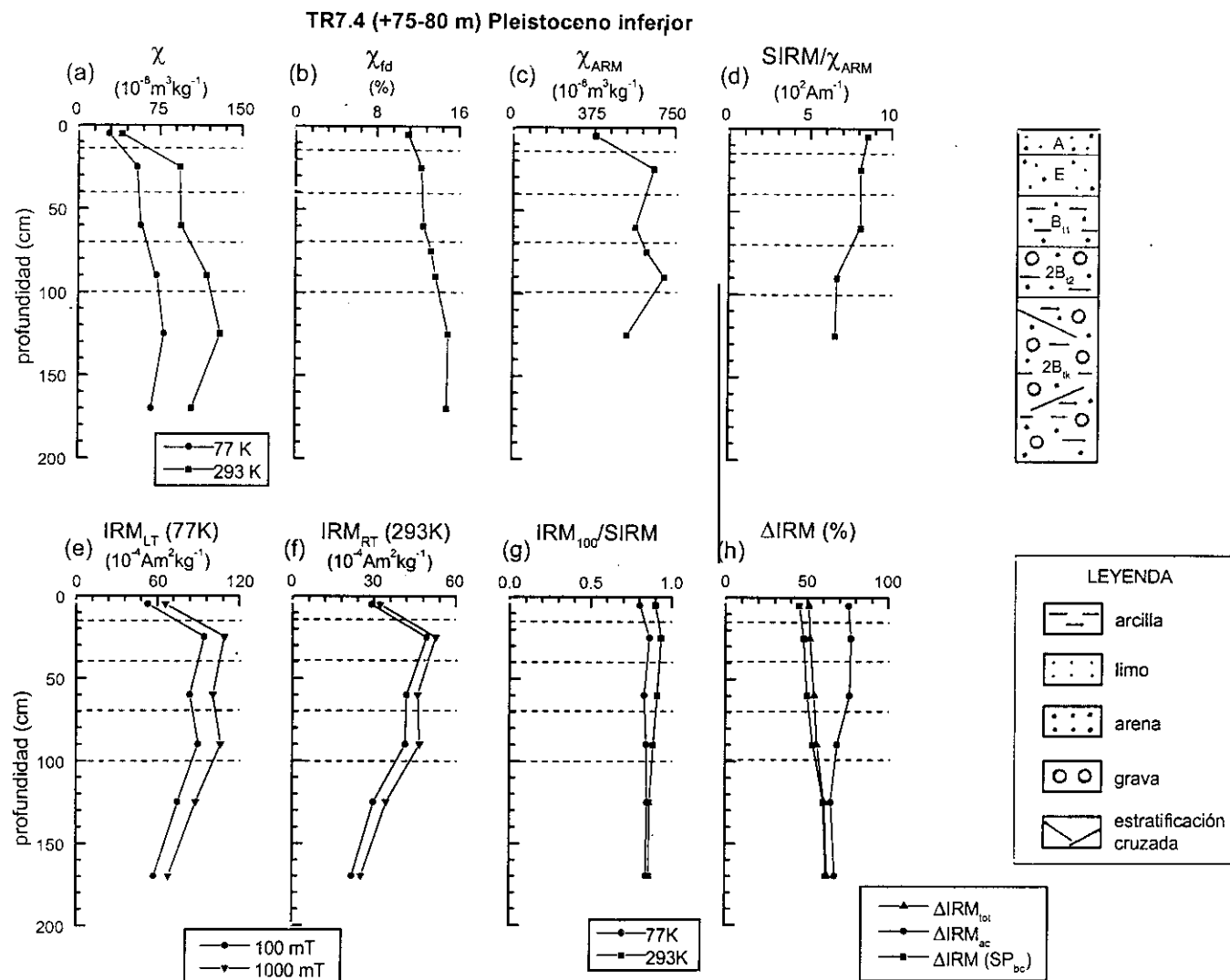


Fig. 7.31: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR7.4, correspondiente a la terraza de + 75 - 80 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente ya que este parámetro posee en ese intervalo valores del orden del 76 % y, además, a temperatura ambiente la relación $IRM_{100}/SIRM$ no indica la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD que puedan afectar a los valores de la magnetización a 77 K.

La Fig. 7.32, que relaciona $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , indica una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado magnético próximo al límite SD/SP, observándose, además, correlación entre el aumento de χ_{fd} y la disminución de $SIRM/\chi_{ARM}$. En la Fig. 7.33 se representan, para la muestra situada a 170 cm, las curvas normalizadas de adquisición de IRM hasta 800 mT y desimanación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos. El punto de intersección entre ambas curvas permite calcular el factor R, obteniendo el valor de 0.26. Este valor indica fuerte interacción magnética entre los granos ferrimagnéticos.

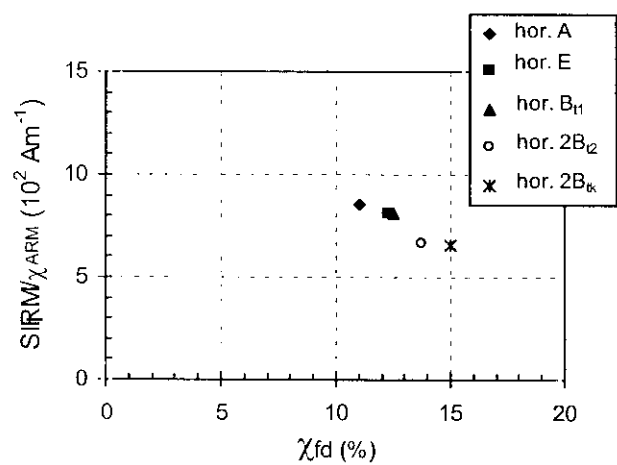


Fig. 7.32: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR7.4.

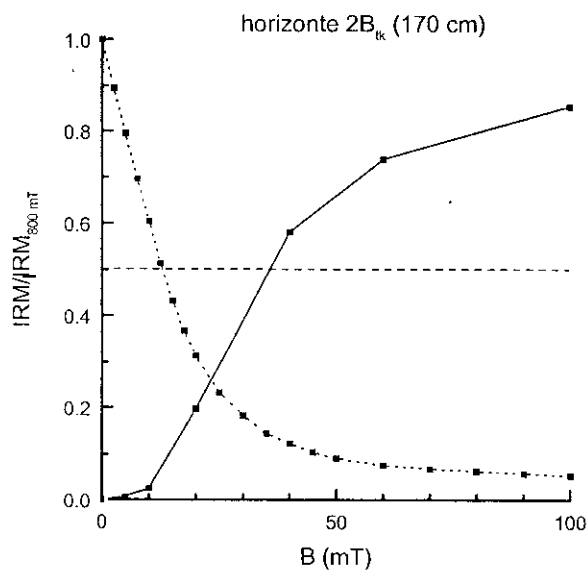


Fig. 7.33: Curvas normalizada de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos (0 –100 mT) para la muestra situada a 170 cm de profundidad en el perfil TR7.4.

Los ciclos de histéresis sin corregir por la fracción paramagnética para las muestras situadas a 5 y 25 cm (Fig. 7.34a), indican que la contribución de dicha fracción es similar en ambas muestras. Los ciclos de histéresis corregidos por dicha fracción paramagnética (Fig. 7.34c y d) y las curvas de adquisición de IRM (Fig. 7.34b) indican que la respuesta magnética en ambas muestras está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos, siendo la concentración de dichos minerales mayor en el horizonte E que en el horizonte A.

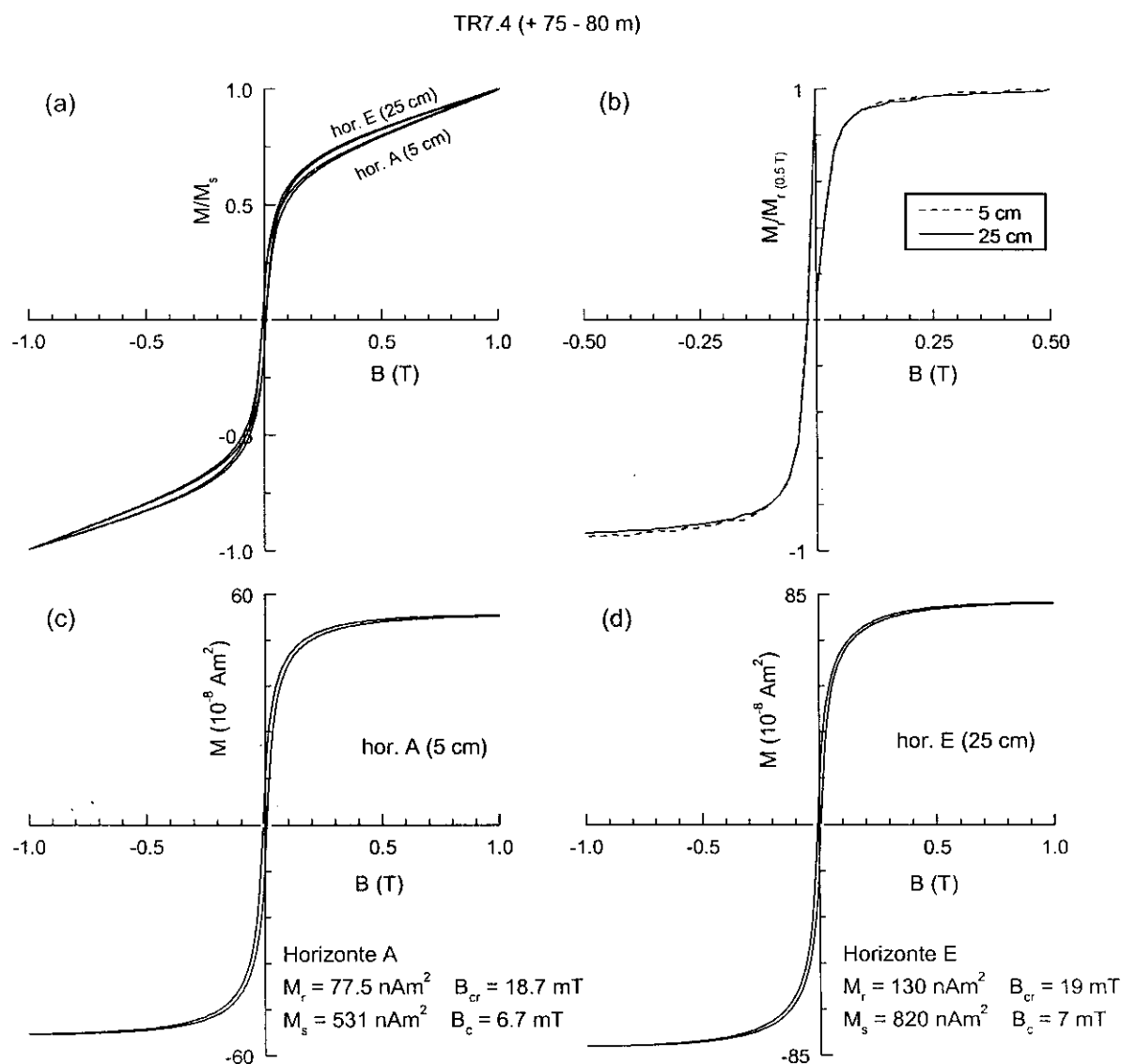


Fig. 7.34: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 25 y 60 cm de profundidad en el perfil TR7.4 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) en ambas muestras aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra comportamiento magnético con la profundidad muy similar al del perfil TR7.1 de esta misma terraza, estando dominado por minerales ferrimagnéticos en estado SD y cuya concentración disminuye con la profundidad. Por otra parte, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es elevada y aumenta con la profundidad.

a) *Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR7.5*

Breve descripción litológica

Este perfil consta del horizonte eluvial, E, con un espesor de 45 cm y bajo él se sitúan los horizontes iluviales B_{tl} , $2B_2$ y $2B_{tk}$, observándose una discontinuidad litológica a 100 cm de profundidad. Como ya se ha señalado, el desarrollo de este suelo es similar al de los perfiles TR7.1 y TR7.4.

Descripción de los parámetros magnéticos

La forma del perfil del parámetro magnético χ es similar a la correspondiente para los perfiles TR7.1 y TR7.4. Los valores de este parámetro medidos a 77 y 293 K (Fig. 7.35a) aumentan con la profundidad desde 40 hasta 125 cm y, a partir de ahí, disminuyen al aumentar la profundidad de muestreo. En cambio, la curva correspondiente a la IRM para temperatura ambiente (Fig. 7.35f), muestra valores máximos en la parte superficial del perfil y disminución de los mismos con la profundidad de muestreo. Estas diferencias de comportamiento encontradas entre χ e IRM se deben, al igual que en los TR7.1 y TR7.4, y tal y como muestra la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.35b), a una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, la cual aumenta con la profundidad, y que contribuye a los valores medidos de χ e IRM a 77 K, pero no a la medida de IRM a temperatura ambiente. La curva de la relación $IRM_{100}/SIRM$ calculada a 293 K (Fig. 7.35g) indica que la respuesta magnética de las muestras en todo el perfil está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos. Los valores de dicha relación calculados a 77 K indican que a dicha temperatura la respuesta magnética está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos tanto en estado SD como SP.

A partir de las curvas de χ a diferentes temperaturas (77 y 293 K) (Fig. 7.35a) se observa que la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es muy baja en todo el perfil, no superando los valores de χ a 77 K en

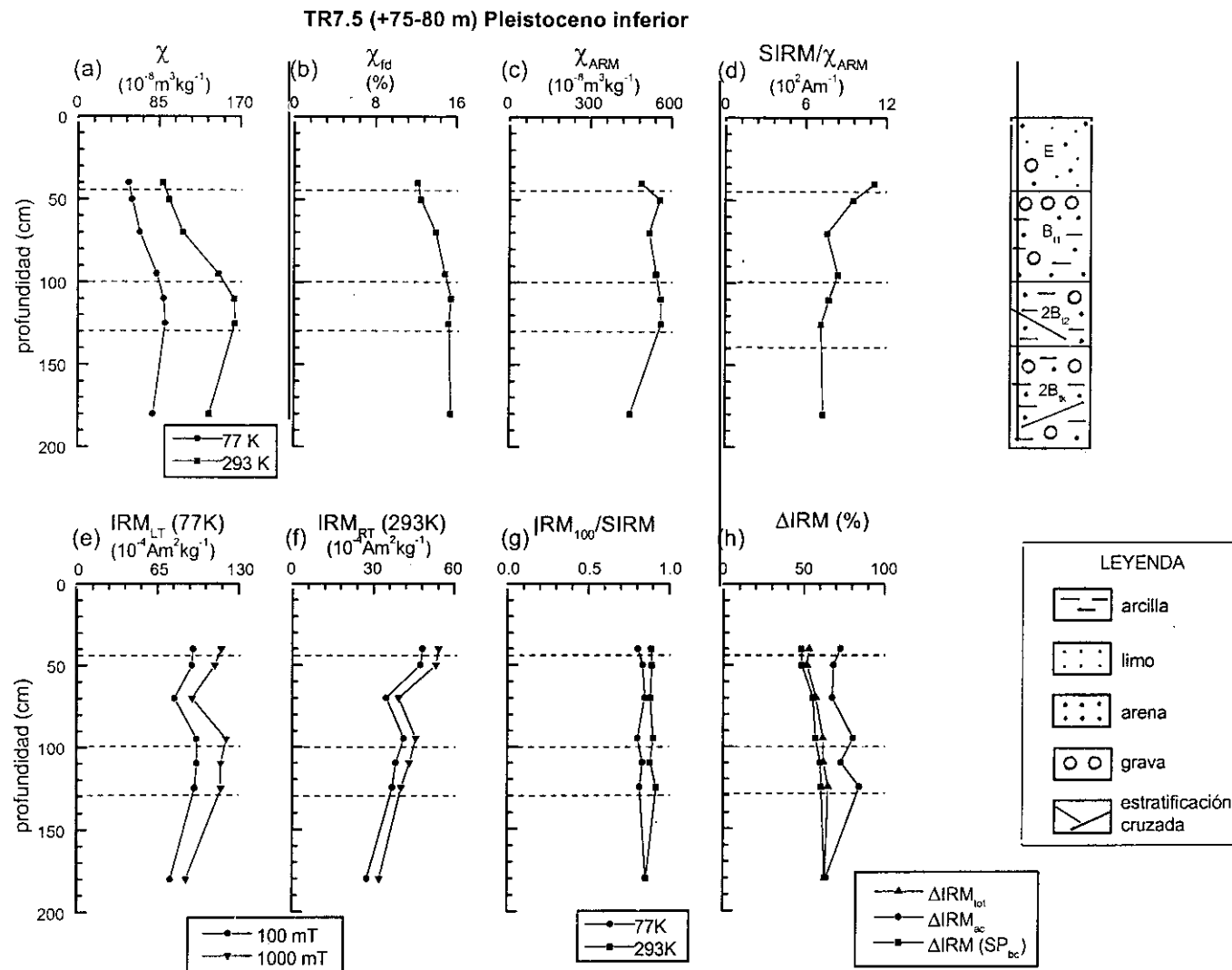


Fig. 7.35: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR7.5, correspondiente a la terraza de + 75 - 80 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

ningún caso los correspondientes a temperatura ambiente.

El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos varía con la profundidad según se indica:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, según muestra la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.35b) es muy elevada en todo el perfil, aumentando, además, desde 40 hasta 110 cm de profundidad. A partir de dicha profundidad y hasta el final del perfil los valores de dicho parámetro son similares.
- b) La relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.35d) muestra que los granos ferrimagnéticos en el rango SD se encuentran en estado SD *fino* en todo el perfil y, especialmente, a partir de 70 cm de profundidad.
- c) La concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K aumenta con la profundidad de muestreo, tal y como indica el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.35h). La presencia de estos minerales está relacionada, por una parte, con las diferencia de la forma de las curvas de IRM a 293 y 77 K y, por otra parte, con el aumento de los valores de IRM a 77 K respecto los calculados a temperatura ambiente.

A partir de la curva que muestra la relación $IRM_{100}/SIRM$ (Fig. 7.35g) no se observa la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD a temperatura ambiente. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.35h) muestra la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

La Fig. 7.36, en la que se representan los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} muestra que el tamaño de los granos ferrimagnéticos del perfil es SD *fino* y SP, cerca del límite SD/SP, aumentando la concentración de dichos granos con la profundidad de muestreo.

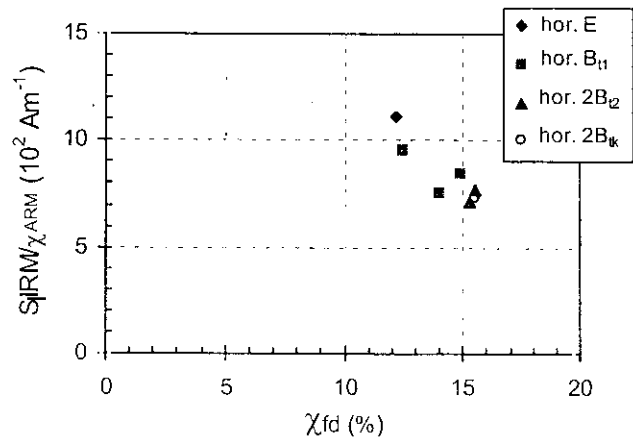


Fig. 7.36: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR7.5.

Las curvas de histéresis para las muestras situadas a 40 y 180 cm de profundidad, representadas en las Figs. 7.37a, c y d y las curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (Fig. 7.37b) indican, por una parte, que los minerales ferrimagnéticos dominan la respuesta magnética de las muestras, siendo ligeramente mayor la concentración de dichos minerales en la muestra situada a 180 cm de profundidad y, por otra parte, que la contribución de minerales

paramagnéticos es más elevada también en dicha muestra.

Conclusiones

En resumen, el comportamiento magnético de este perfil es muy similar al mostrado en los perfiles TR7.1 y TR7.4, indicando que estos perfiles se han desarrollado bajo unas mismas condiciones ambientales. La respuesta magnética en todo el perfil está dominada por ferrimagnéticos. Al aumentar la profundidad, la concentración de estos minerales en estado SD disminuye mientras que la concentración de dichos minerales en estado SP aumenta.

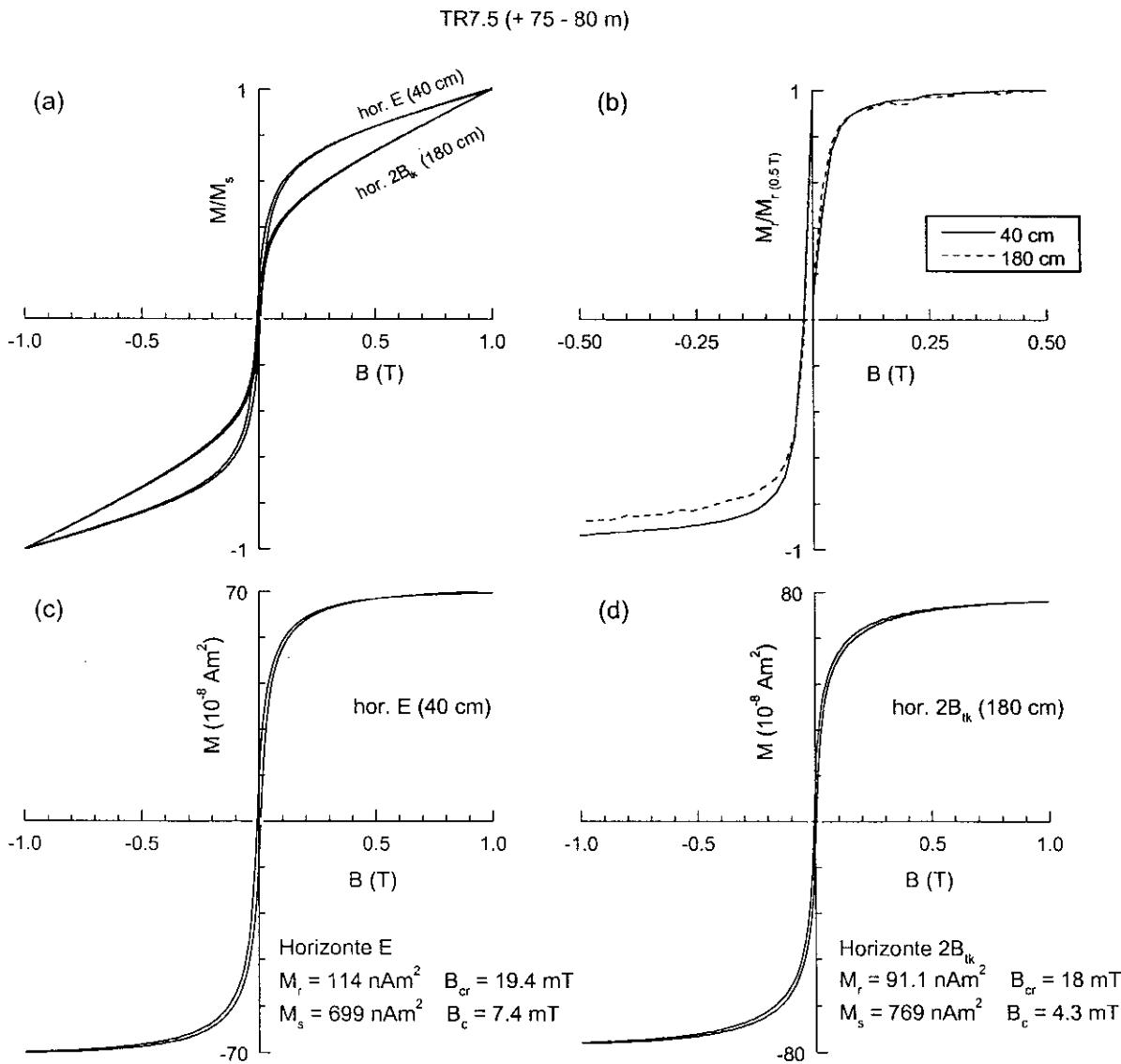


Fig. 7.37: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 40 y 180 cm de profundidad en el perfil TR7.5 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) en ambas muestras aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

7.1.7.- TERRAZA DE + 95 – 100 m (perfil TR6.1)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno inferior, se muestreó el perfil de suelo, TR6.1. En este suelo se observa un horizonte superficial A_p , con un espesor de 30 cm, seguido de un horizonte B_t de iluviación de arcilla (30 – 90 cm) cuyo límite inferior coincide con una discontinuidad litológica. Desde dicha profundidad y, hasta el final del perfil muestreado, se observan dos horizontes B de iluviación de arcilla y con presencia de carbonato cálcico ($2B_{tk1}$ y $2B_{tk2}$).

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles correspondientes a los parámetros χ e IRM a temperatura ambiente (Figs. 7.38a y f) muestran diferente comportamiento con la profundidad. Esto es debido, principalmente a la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en todo el perfil, especialmente a partir del límite $B_t - 2B_{tk1}$, coincidiendo con la discontinuidad litológica y, además, a la contribución debido a la fracción paramagnética. Tanto los minerales ferrimagnéticos en estado SP como los paramagnéticos influyen sólo en la medida de χ e IRM a 77 K (Fig., 7.38a y e), pero no en la medida de IRM y χ_{ARM} a 293 K (Figs. 7.38c, d y f). El perfil de IRM a temperatura ambiente (Fig. 7.38f) muestra los valores máximos de dicho parámetro en la parte superior del suelo y una disminución de los mismos con la profundidad y hasta el final de perfil. Entre 80 y 95 cm de profundidad los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.38a, c, e, f) muestran un aumento de sus valores y, por tanto, un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino* y SP. La curva correspondiente a la relación $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.38g), muestra valores en todo el perfil que oscilan entre 0.9 y 0.8, indicando que a dicha temperatura la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales ferrimagnéticos. A 77 K los valores de dicha relación disminuyen hasta 0.7 en los horizontes A y B_t . A 95 cm de profundidad, coincidiendo con la discontinuidad litológica, la los valores de $IRM_{100}/SIRM$ a ambas temperaturas son similares. Desde esa profundidad y hasta el final del perfil, los valores de $IRM_{100}/SIRM$ disminuyen a 77 K respecto a 293 K, como máximo, en 0.1. Este comportamiento indica que a baja temperatura la respuesta magnética está también dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos (en estados SD y SP), aunque existe una pequeña fracción de minerales antiferromagnéticos, probablemente en estado SP a temperatura ambiente que disminuyen ligeramente los valores de $IRM_{100}/SIRM$ a baja temperatura.

En cuanto a la presencia de minerales paramagnéticos, comparando las curvas de χ a 77 y 293 K (Fig. 7.38a), se puede señalar que la contribución relativa de dichos minerales respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP no es importante respecto a la concentración

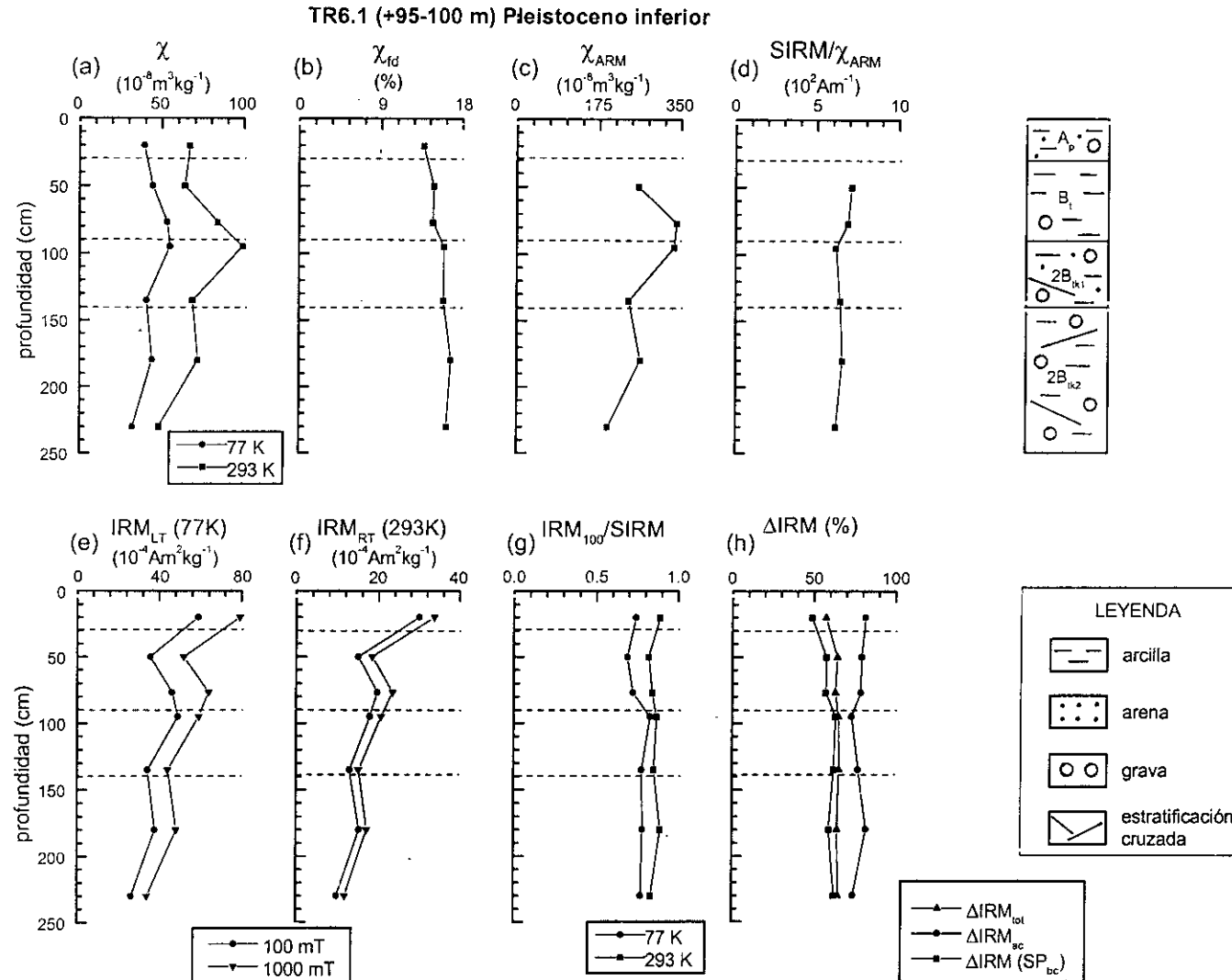


Fig. 7.38: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR6.1, correspondiente a la terraza de + 95 - 100 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

de minerales ferrimagnéticos, de manera que los valores de χ a 77 K son siempre inferiores a los calculados a temperatura ambiente.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferentes estados magnéticos es la siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, tal y como indica χ_{fd} (Fig. 7.38b) y, además, la concentración de dichos minerales aumenta con la profundidad.
- b) Los valores calculados de $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.38d) son similares en todo el perfil indicando que los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD se encuentran en estado SD *fino* en todo el perfil.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* a temperatura ambiente, y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 736h), aumenta con la profundidad del perfil, siendo máxima en los horizontes $2B_{tk1}$ y $2B_{tk2}$.

Como ya se ha indicado, la respuesta magnética de las muestras a temperatura ambiente está dominada por minerales ferrimagnéticos, no observándose a dicha temperatura concentración significativa de minerales antiferromagnéticos en estado SD. El parámetro ΔIRM_{ac} , posee valores comprendidos entre 73 y 82 %, con un mínimo a 95 cm de profundidad. Estos valores indican que existe una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

La Fig. 7.39, la cual muestra la relación entre los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , indica que los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino* y SP cerca del límite SP/SD.

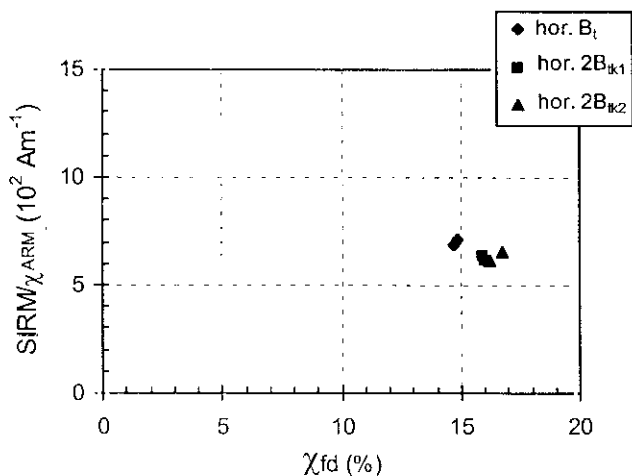


Fig. 7.39: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR6.1.

En la Fig. 7.40 se representa para la muestra situada a 20 cm la curva normalizada de adquisición de IRM y posterior desimanación por medio de campos alternos. El punto de corte entre ambas curvas corresponde al factor R. El valor calculado es $R = 0.31$ e indica que existe interacción magnética entre los granos ferrimagnéticos. Los ciclos de histéresis representados para la muestra situada a 135 cm de profundidad (horizonte $2B_{tk1}$) (Fig. 7.41), indican que la respuesta magnética de la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos, tal y como también indica la curva de

adquisición de IRM (Fig. 7.41c). Se observa también la contribución de minerales paramagnéticos en la curva sin corregir por dicha fracción paramagnética (Fig. 7.41a), a pesar de que dicha contribución está ocultada en la medida de χ a 77 K (Fig. 7.38a) por la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP a dicha profundidad.

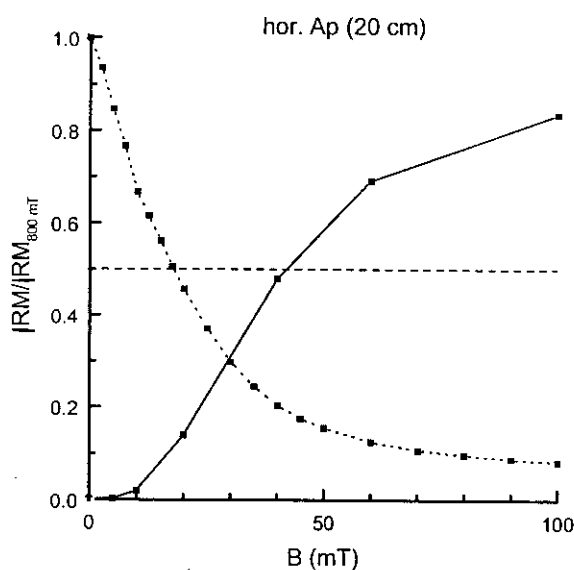


Fig. 7.40: Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800m T) y de desimación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos (0 –100 mT) para la muestra situada a 20 cm de profundidad en el perfil TR6.1.

Conclusiones

En resumen, la respuesta magnética de las muestras en este perfil está dominado por minerales ferrimagnéticos. La concentración de dichos minerales en estado SD disminuye con la profundidad, mientras que la concentración de los mismos en estado SP cerca del límite SP/SD y SP *finos* es elevada en todo el perfil, lo cual provoca diferencias de comportamiento entre la forma de los perfiles de χ e IRM a temperatura ambiente.

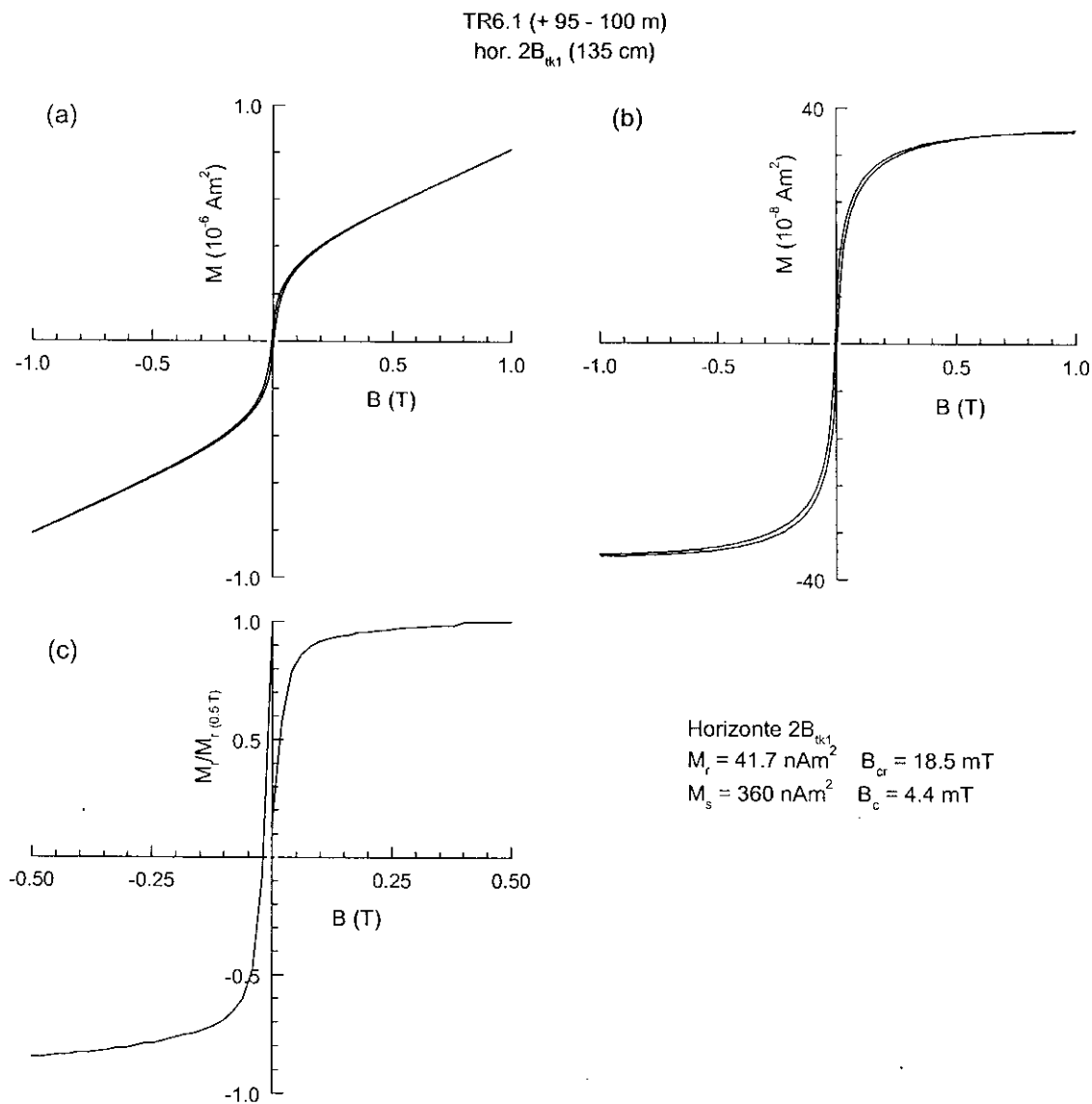


Fig. 7.41: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 5 cm de profundidad en el perfil TR6.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (c) Curva normalizada de adquisición de magnetización remanente (M_r) para dicha muestra, aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

7.1.8.- TERRAZA DE + 105 m (perfiles TR5.1 y TR5.2)

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno inferior, se muestrearon los perfiles TR5.1 y TR5.2. En ambos perfiles se observa discontinuidad litológica en el horizonte de iluviación B_t , aunque a profundidades diferentes. La diferencia fundamental entre los perfiles es que TR5.1 presenta signos de gleificación y que no se han observado en TR5.2. En ambos, a partir de 110 - 120 cm de profundidad es posible observar, además, la presencia de carbonato cálcico.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR5.1

Breve descripción litológica

Este perfil está constituido por un horizonte eluvial, E, de 35 cm de espesor, un horizonte B_{tg1} de iluviación de arcilla y con signos de gleificación (35 - 80 cm de profundidad), cuyo límite inferior coincide con una discontinuidad litológica. A partir de dicha discontinuidad y hasta la profundidad máxima de muestreo (200 cm) se sitúan los horizontes $2B_{tg2}$ y $2B_{tgk}$, ambos con signos de gleificación y el último de ellos con presencia, además, de carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

Las curvas correspondientes a los parámetros χ a 293 K, χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 5.40a, c, e y f) muestran comportamiento similar con la profundidad, pudiéndose observar aumento de los valores de dichos parámetros en la parte superior del suelo (horizonte eluvial), seguido de una disminución rápida de dichos parámetros para, a partir de 90 cm alcanzar valores estables de los mismos con la profundidad. Este comportamiento indica que la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD se encuentra en la parte superior del suelo, la cual, disminuye con la profundidad. En el límite B_{tg1} - $2B_{tg2}$ (coincidiendo con la discontinuidad litológica) y en la profundidad máxima de muestreo (160 cm) se observa aumentos en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD a temperatura ambiente (Figs. 7.42a, c, f). La relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.42g) disminuye con la profundidad, desde la superficie del suelo hasta 115 cm, donde alcanza el valor mínimo de 0.6. Desde ahí y hasta el final del perfil aumenta hasta alcanzar a 160 cm el valor de, aproximadamente, 0.9. Este comportamiento indica que la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en la parte superior e inferior del perfil (horizontes E y parte inferior del $2B_{tgk}$), sin embargo en los horizontes B_{tg1} y, especialmente, en el $2B_{tg2}$, la respuesta magnética de las muestras se debe a la contribución tanto de minerales ferrimagnéticos como de antiferromagnéticos. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a 77K (Fig. 7.42g) posee forma similar a la correspondiente a 293 K, sin embargo, a 77 K se observa una disminución de dicha relación en todo el perfil y, por tanto, un aumento en la coercitividad de las muestras y, por tanto, en la contribución de minerales antiferromagnéticos, especialmente en los horizontes $2B_{tg2}$ y $2B_{tgk}$, alcanzando el valor mínimo de 0.35 a 115 cm de profundidad. Comparando las curvas de χ a 293 y 77 K se observa una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en el horizonte eluvial. En los horizontes de iluviación la contribución relativa de minerales paramagnéticos es importante, de manera que χ a 77 K posee valores superiores a χ medida a temperatura ambiente en dichos horizontes.

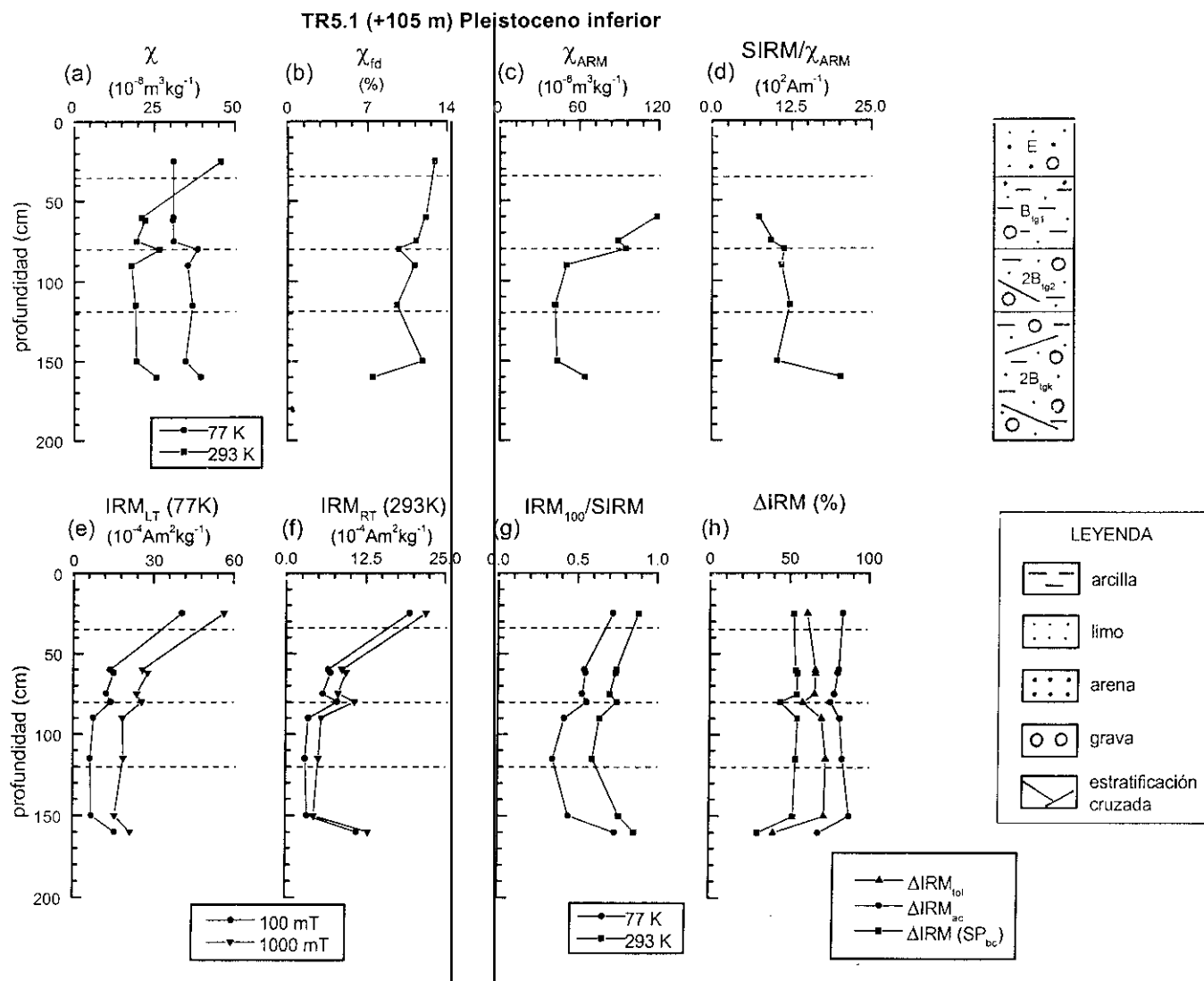


Fig. 7.42: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR5.1, correspondiente a la terraza de + 105 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se observa lo siguiente:

- En la parte superior del perfil (horizonte E) se sitúa la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, según indica el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.42b). Dicha concentración disminuye con la profundidad y hasta el final del perfil, salvo a 150 cm que se observa un aumento de dicho parámetro, coincidiendo con disminución de la coercitividad de las muestras respecto los horizontes inmediatamente superiores (Fig. 7.42g).
- El estado magnético de los minerales ferrimagnéticos en el rango SD, está indicado por los valores calculados para la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.42d). Los granos ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino* en la parte superior del perfil. El tamaño de los granos de estos minerales, en principio, aumenta con la profundidad, sin embargo, la contribución de minerales antiferromagnéticos podría influir en la estimación del estado magnético.
- El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.42h) indicativo en primera aproximación de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, se mantiene constante con la profundidad salvo a 80 y 160 cm de profundidad donde presenta valores mínimos. Por tanto, la concentración de dichos minerales es similar en el perfil salvo a las profundidades indicadas en las que se observa una disminución.

En cuanto a las variaciones con la profundidad del estado magnético de los minerales antiferromagnéticos, se observa que la concentración máxima de dichos minerales en estado SD se sitúa a 110 cm de profundidad. El parámetro ΔIRM_{ac} , (Fig. 7.42h) el cual indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos, tanto en estado SD como SP a temperatura ambiente, posee valores similares en todo el perfil salvo a 80 cm de profundidad, coincidiendo con la discontinuidad litológica y a 160 cm, profundidad a la que se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos.

La Fig. 7.43 muestra la relación entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , observándose el comportamiento típico indicado en la mayoría de los suelos estudiados anteriormente, en los que un aumento en los valores del parámetro χ_{fd} va acompañado de disminución de los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$. El horizonte B_{tg1} es el que posee minerales ferrimagnéticos SD de tamaño de grano más *fino*. En la Fig. 7.44a se representa para la muestra situada a 90 cm de profundidad la curva de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando normal hasta 0.5 T y, posteriormente campo inverso. Estas curvas indican que, aunque la muestra está dominada por minerales ferrimagnéticos, es posible observar la contribución en la magnetización de una fracción de alta coercitividad. Para la muestra situada a 25 cm de profundidad se ha calculado el factor R (Fig. 7.44b) a partir del punto de intersección entre las curvas normalizadas de adquisición de IRM y posterior desimanación por medio de campos alternos, obteniendo el valor $R = 0.31$. Este valor indica que existe interacción magnética entre los granos ferrimagnéticos presentes en la muestra.

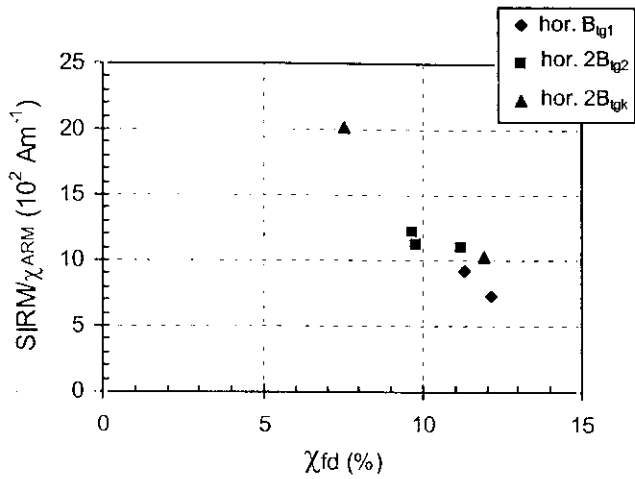


Fig. 7.43: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR5.1.

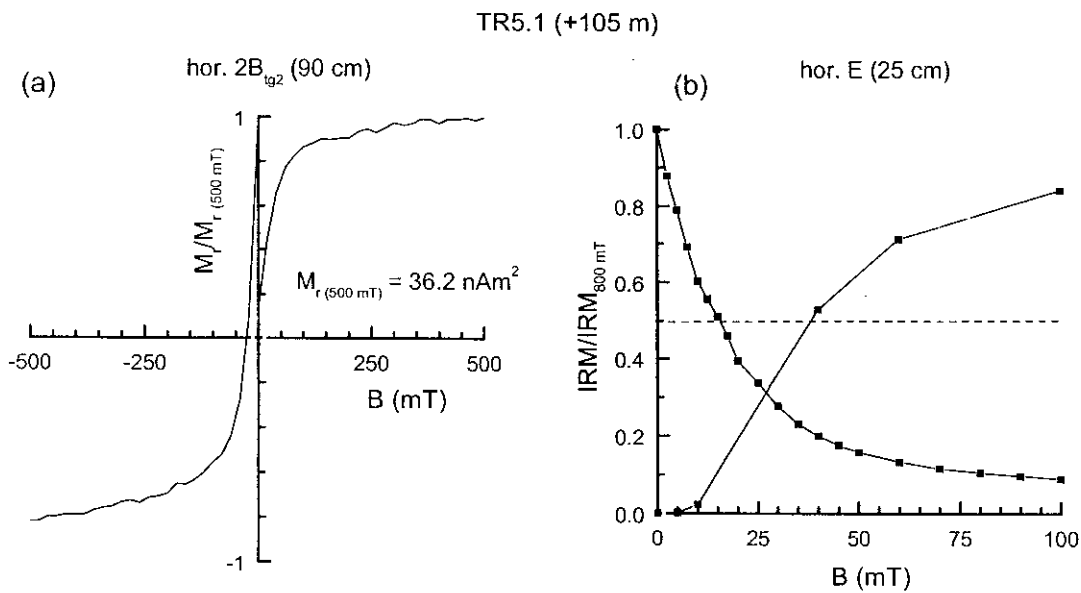


Fig. 7.44: (a) Curva normalizada de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para la muestra situada a 90 cm de profundidad en el perfil TR5.1. (b) Curva normalizada de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de $IRM_{800 \text{ mT}}$ por medio de campos alternos (0 – 100 mT) para la muestra situada a 25 cm de profundidad en dicho perfil.

Conclusiones

En resumen, este es el primer perfil de la secuencia que muestra una clara contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD en los horizontes iluviales. Por tanto, la disminución con la profundidad de los valores de los parámetros magnéticos, χ e IRM a temperatura ambiente se debe tanto a la disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos como al aumento en la concentración de minerales de antiferromagnéticos en estado SD. Por otra parte, a diferencia que en la mayoría de los perfiles estudiados anteriormente, se observa una disminución con la profundidad en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR5.2

Breve descripción litológica

Este perfil está formado por un horizonte superficial, A_p situado entre 0 y 40 cm de profundidad, y los horizontes iluviales B_t (40 - 110 cm), B_{tk1} (110 - 170 cm) y $2B_{tk2}$ (170 - 200 cm vista), los dos últimos con presencia de carbonato cálcico. A 170 cm de profundidad se observa una discontinuidad litológica.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles correspondientes a los parámetros χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.45c, e y f) poseen un comportamiento similar con la profundidad en todo el perfil. En cambio, la curva correspondiente a χ medida a 293 K varía con la profundidad de forma diferente a los perfiles anteriormente indicados, especialmente en el horizonte superficial (A_p) y en el horizonte iluvial B_{tk1} . Esta diferencia de comportamiento se debe, probablemente, a la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD en dichos horizontes (Fig. 7.45b). A temperatura ambiente, la curva correspondiente al parámetro IRM indica un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en la parte superior del suelo (horizonte A_p) y una disminución rápida con la profundidad en el intervalo 20 - 45 cm. A partir de dicha profundidad este parámetro posee valores similares hasta 105 cm. Entre 105 y 165 cm, coincidiendo con el horizonte B_{tk1} se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino* y SP (Figs. 7.45c, f). La curva correspondiente a la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.45g) indica que la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales ferrimagnéticos, sin embargo, se observa una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos. La concentración de estos minerales aumenta entre 25 y 70 cm de profundidad, a la que alcanza su valor máximo del perfil, con valor de $IRM_{100}/SIRM$ de 0.72. A partir de dicha profundidad y hasta 125 cm disminuye la coercitividad de las muestras. Para la profundidad correspondiente a la discontinuidad litológica se observa una disminución de la relación $IRM_{100}/SIRM$. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ calculada para baja temperatura posee forma similar a la calculada a 293 K y alcanza valores mínimos (≈ 0.6) a 65 y 170 cm de profundidad, debido a la contribución de minerales antiferromagnéticos a dicha temperatura.

Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.45a) es posible observar que la concentración relativa de minerales paramagnéticos frente a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es mayor en los horizontes B_t y $2B_{tk2}$, en los que, además, la concentración de minerales ferrimagnéticos es menor.

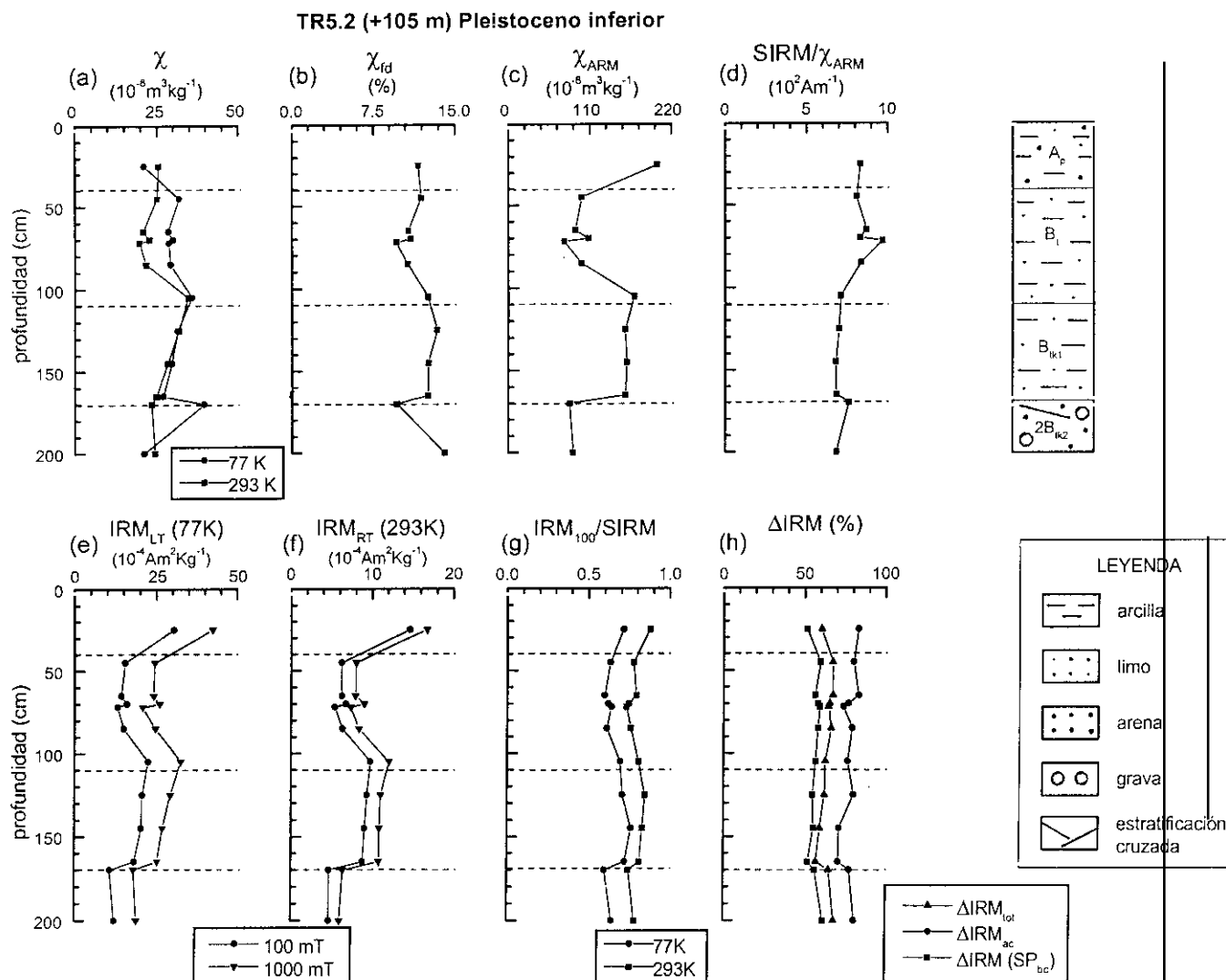


Fig. 7.45: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR5.2, correspondiente a la terraza de + 105 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

La variación con la profundidad del estado magnético en que se encuentran los minerales ferrimagnéticos es la siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD, según muestra el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.45b) aunque es importante en todo el perfil y, además, es máxima en el horizonte B_{k1} y a 200 cm de profundidad.
- Los minerales ferrimagnéticos con estado magnético dentro del rango SD se encuentran en estado SD *fino*, cerca del límite SD/SP, en todo el perfil, especialmente en el horizonte B_{k1} , tal y como indica la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.45d).
- La curva correspondiente al parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.45h) indica la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*. Los valores de este parámetro varían en todo el perfil entre 50 y 60 %, con valores máximos a 70 y 200 cm de profundidad. En el horizonte superficial, coincidiendo con la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos se observan valores mínimos de dicho parámetro.

En cuanto al estado magnético de los minerales antiferromagnéticos, la máxima concentración relativa de dichos minerales en estado SD se sitúa en el horizonte B_t (45 -105 cm de profundidad). El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.45h), que indica la contribución total de minerales antiferromagnéticos (en estados SD y SP), posee valores mínimos en el intervalo 140 -165 cm, coincidiendo con una mayor contribución de minerales ferrimagnéticos.

En la Fig. 7.45 se relacionan los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} . En esta figura se observa el comportamiento típico ya indicado en la mayoría de los suelos anteriormente estudiados, de manera que los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ disminuyen cuando los de χ_{fd} aumentan, indicando que los granos ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino*, próximo al límite SP/SD. Las muestras correspondientes al horizonte B_t poseen una tendencia claramente lineal, con pendiente negativa.

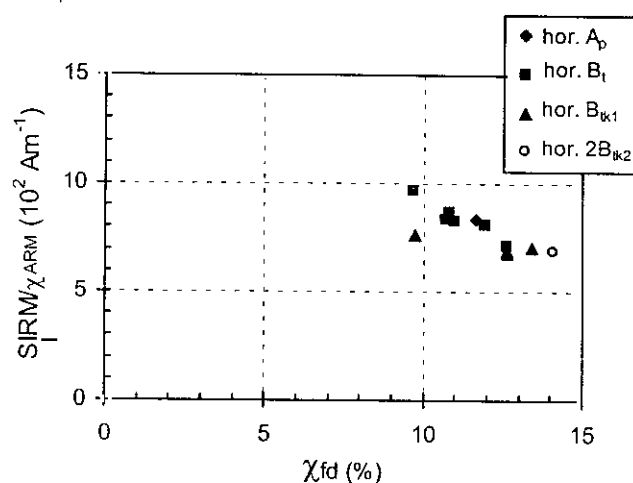


Fig. 7.46: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR5.2.

Para las muestras situadas a 85 y 170 cm de profundidad, las curvas de adquisición de magnetización remanente, M_r , aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo (Fig. 7.47) indican que la respuesta magnética de las muestras está dominada fundamentalmente por minerales ferrimagnéticos con muy baja coercitividad.

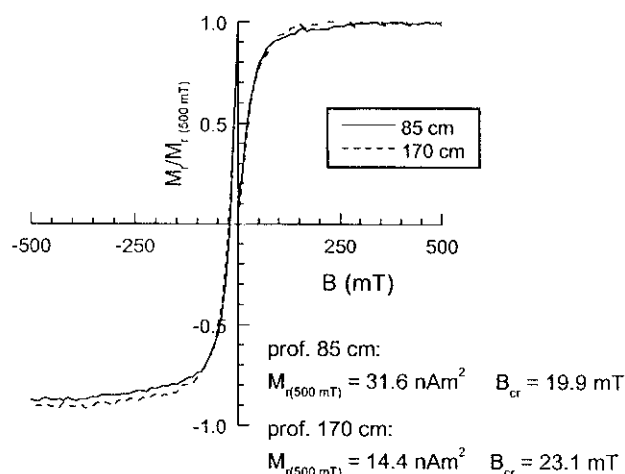


Fig. 7.47: Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para las muestras situadas a 85 y 170 cm de profundidad en el perfil TR5.2.

Conclusiones

En este perfil, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es máxima en la parte superior del suelo y, además, la concentración de dichos minerales en estado SP cerca del límite SP/SD es muy importante en todo el perfil. Se observa cierta contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD en el horizonte B_t . El comportamiento magnético de este perfil es diferente al observado en el perfil TR5.1, indicando diferencias locales en el proceso de formación de los suelos.

7.1.9.- TERRAZA DE + 115 – 120 m (perfil TR4.1)

Breve descripción litológica

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno inferior, se muestreó el perfil TR4.1. En él se observan los horizontes superficiales A_p (0–8 cm) y E_c (8–22 cm), encontrándose en la parte inferior de este último horizonte nódulos de Fe – Mn. Entre 22 y 95 cm se sitúa el horizonte iluvial B_{lc} , también con nódulos de Fe – Mn. Bajo éste se sitúa el horizonte B_{lk} (95–130 cm) con nódulos calizos y vetas de carbonato cálcico. A 130 cm de profundidad se observa una discontinuidad litológica, a partir de la cual se sitúa el horizonte $2B_{lgk}$, con carbonato cálcico y signos de gleificación.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a temperatura ambiente (Figs. 7.48a, c y f) muestran comportamiento diferente con la profundidad. En los perfiles de χ_{ARM} e IRM, especialmente en este último, es posible observar un aumento de los valores de dichos parámetros magnéticos en la parte superior del suelo y una disminución de los mismos con la profundidad. En cambio, el perfil correspondiente al parámetro χ no muestra valores máximos en la parte superior del perfil. Esta diferencia de comportamiento se debe, principalmente, a una elevada contribución de minerales paramagnéticos, tal y como muestra la Fig. 7.48a, ya que los valores de la curva de χ a 77 K son, en todo el perfil, superiores a los valores medidos a temperatura ambiente. Por otra parte, el aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en el horizonte B_{tc} (Fig. 7.48b) respecto a los demás horizontes del suelo provoca un aumento en los valores de χ en dicho horizonte, mientras la concentración de estos minerales no influye en la medida de IRM a temperatura ambiente. Los valores de IRM a temperatura ambiente son mínimos de entre todos los calculados para los perfiles anteriormente estudiados. A 75 cm de profundidad se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, tal y como muestran χ_{ARM} , IRM y $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a temperatura ambiente (Figs. 7.48c, f y g). La curva de $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ (Fig. 7.48g) indica, además, que aunque la respuesta magnética de la muestra está dominada principalmente por minerales ferrimagnéticos, existe una contribución apreciable de minerales antiferromagnéticos, especialmente en la parte más profunda del perfil, donde dicha relación alcanza valores mínimos de hasta 0.69. A baja temperatura se observa un aumento respecto a temperatura ambiente en la contribución de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, en la coercitividad de los minerales responsables de la magnetización (Figs. 7.48e y g).

En cuanto a la variación con la profundidad del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos se puede indicar lo siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD, tal y como indica la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.48b) aumenta con la profundidad entre 5 y 35 cm, hasta alcanzar el valor máximo del perfil (11 %) a 35 cm de profundidad. A partir de ahí disminuye dicha concentración hasta el final del perfil, salvo a 75 cm de profundidad.
- La curva correspondiente a la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ (Fig. 7.48d) indica que en el horizonte B_{tc} los granos ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino*. Al aumentar la profundidad y hasta 135 cm (discontinuidad litológica) aumenta el tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD.
- Los valores correspondientes al parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.48h), el cual indica la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, aumentan con la profundidad desde 5 hasta 35 cm para, a partir de ahí, mantenerse prácticamente constante hasta 115 cm de

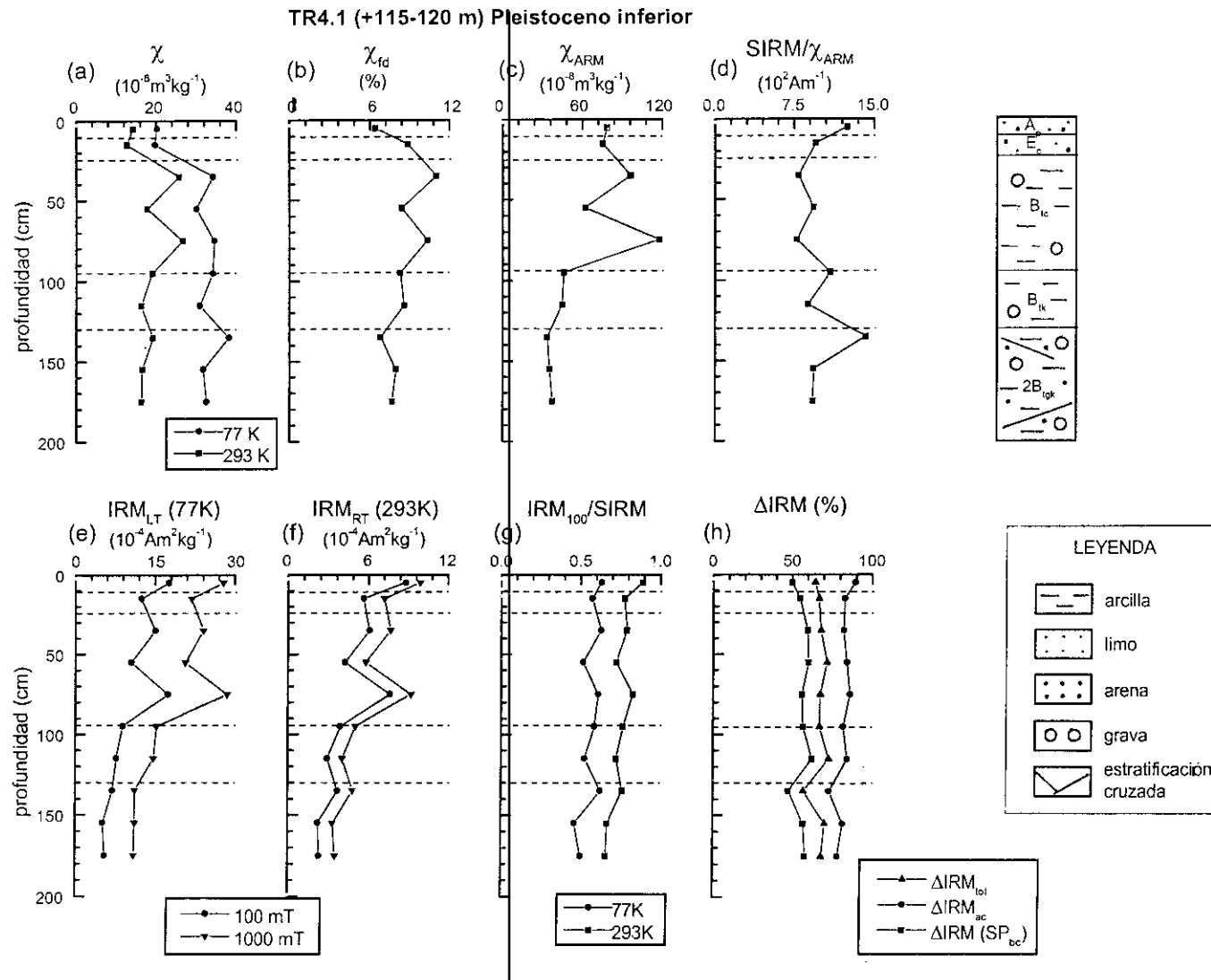


Fig. 7.48: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR4.1, correspondiente a la terraza de + 115 – 120 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

profundidad. A 135 cm se observa un mínimo en los valores de dicho parámetro. Por tanto, los horizontes superficiales (A_p y E_c) son los que poseen una menor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*.

Se observa la presencia de minerales antiferromagnéticos cuya concentración aumenta ligeramente con la profundidad desde la superficie hasta el final del perfil muestreado (Fig. 7.48g). El parámetro ΔI_{RM} (SP_{ac}), indicativo de la concentración total de minerales antiferromagnéticos, posee valores comprendidos entre 80 y 90 %. Estos valores calculados se deben tanto a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente como, probablemente, a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD y que varían los valores de su magnetización espontánea al disminuir la temperatura.

La Fig. 7.49, que representa $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} , muestra que el estado magnético de los granos ferrimagnéticos se encuentra tanto en estado SD como en estado SP próximos al límite SD/SP. Se observa, además, que el aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD va acompañado de un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SD *fino*. Esta figura muestra, también, que en el horizonte B_{tc} los minerales ferrimagnéticos poseen el tamaño más *fino* de todo el perfil.

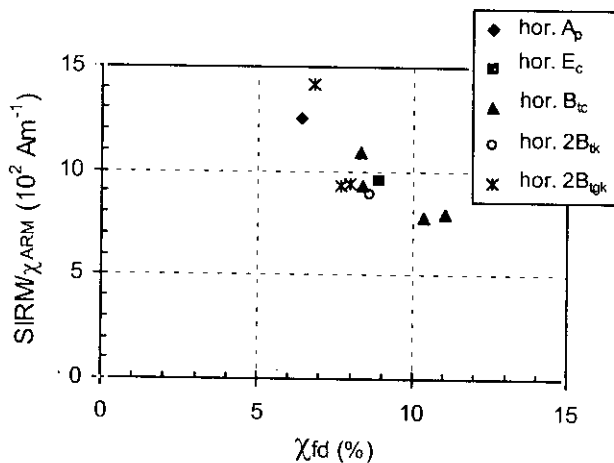


Fig. 7.49: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR4.1.

Para las muestras situadas a 75 y 155 cm de profundidad, las curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente, M_r , aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo (Fig. 7.50) indican que la repuesta magnética en ambas muestras se debe a la contribución de minerales ferrimagnéticos. Además, la muestra situada a 75 cm posee valores más elevados de la coercitividad remanente que la situada a 155 cm.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza, en general, por una baja concentración de minerales ferrimagnéticos, mientras que la concentración relativa de minerales paramagnéticos es elevada en

todo el perfil, influyendo en las medidas de χ . La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD disminuye con la profundidad. Se observa la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD fundamentalmente en la parte inferior del perfil.

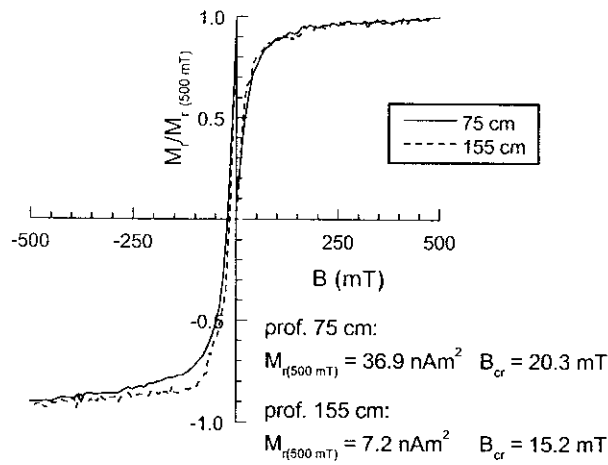


Fig. 7.50: Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para las muestras situadas a 75 y 155 cm de profundidad en el perfil TR4.1.

7.1.10.- TERRAZA DE + 130 m (perfiles TR3.1, TR3.2 y TR3.3)

En esta terraza, correspondiente al Pleistoceno inferior, se muestrearon tres perfiles de suelo: TR3.1, TR3.2 y TR3.3. El primero de ellos, TR3.1, posee una secuencia de horizontes diferente a la encontrada en los otros dos perfiles, tratándose de un suelo que ha sufrido procesos de evolución regresiva, tal y como indica la secuencia de horizontes ricos en carbonatos próximos a la superficie del suelo y alguno de ellos también cementado. Los otros dos perfiles de suelos, TR3.2 y TR3.3 poseen secuencias de horizontes similares, con horizontes argílicos y discontinuidad litológica a cierta profundidad.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR3.1

Breve descripción litológica

Este perfil consta del horizonte eluvial (A_p) de 25 cm de espesor, los horizontes C_{km} (25 -90 cm) y C_k (90 -220 cm), ricos en carbonato cálcico y el primero de ellos cementado. Bajo estos horizontes C se encuentra el horizonte iluvial $2B_{ik}$, situado entre 220 y 300 cm vista, con presencia de carbonato cálcico. Este perfil muestra que el área en que se encuentra este suelo estuvo sometida a procesos de erosión que situaron las acumulaciones calizas próximas a la superficie, favoreciendo así el desarrollo de la costra caliza.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de parámetros magnéticos reflejan claramente la existencia de dichos horizontes C_k . Las curvas de los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas (77 y 293 K) (Figs. 7.51a, c, e y f) poseen un comportamiento similar con la profundidad. Se observa un aumento de los valores de dichos parámetros en el horizonte A_p , una rápida disminución de las mismas en la parte más superficial del horizonte C_{km} para, a partir de 80 cm y hasta 170 cm de profundidad, sufrir un pequeño aumento con la profundidad. A 195 cm se observa un máximo en dichos parámetros y en el horizonte $2B_{tk}$ aumentarán sus valores respecto los calculados en los horizontes C_k . Este comportamiento indica que la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD se sitúa en el horizonte A_p . A 195 cm de profundidad se observa un horizonte con una elevada concentración de dichos minerales respecto a los existentes en el horizonte C_k . El horizonte $2B_{tk}$, posee, en general, una concentración de minerales ferrimagnéticos SD más elevada que el horizonte C_k . La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.51g), con valores próximos a 0.9 en todo el perfil, indica que la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales ferrimagnéticos de muy baja coercitividad. A 77 K, se observa una disminución de dicha relación y, por tanto, un aumento en la coercitividad remanente de las muestras debido, probablemente a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP. Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.51a) se observa que los valores de dicho parámetro medidos a 293 K son en todo el perfil superiores a los medidos a 77 K, salvo en la parte superior del horizonte C_{km} (35 -45 cm). Por tanto, salvo en este horizonte, la disminución en los valores de χ a 77 K debida a la concentración de minerales paramagnéticos es menor que el aumento del valor de χ a dicha temperatura debida a la contribución de los minerales ferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, próximos al límite SP/SD, es muy elevada en todo el perfil, tal y como indica el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.51b). El horizonte A_p es el que posee una menor concentración de dichos minerales. Los valores del parámetro χ_{fd} disminuyen con la profundidad desde 55 cm y hasta el final del perfil. El valor elevado de dicho parámetro a 55 cm puede deberse a que los valores de χ son próximos al nivel de ruido del aparato de medida.
- Los minerales ferrimagnéticos en estado SD se encuentran, fundamentalmente, en estado SD *fino*, próximo al límite SD/SP en todo el perfil, especialmente a partir de 55 cm de profundidad, según indica la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.51d).
- El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.51h) aumenta con la profundidad desde 47 % (5 cm, horizonte A_p) y hasta 60 % (190 cm de profundidad, parte superior del horizonte $2B_{tk}$), indicando un posible aumento de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* con la profundidad.

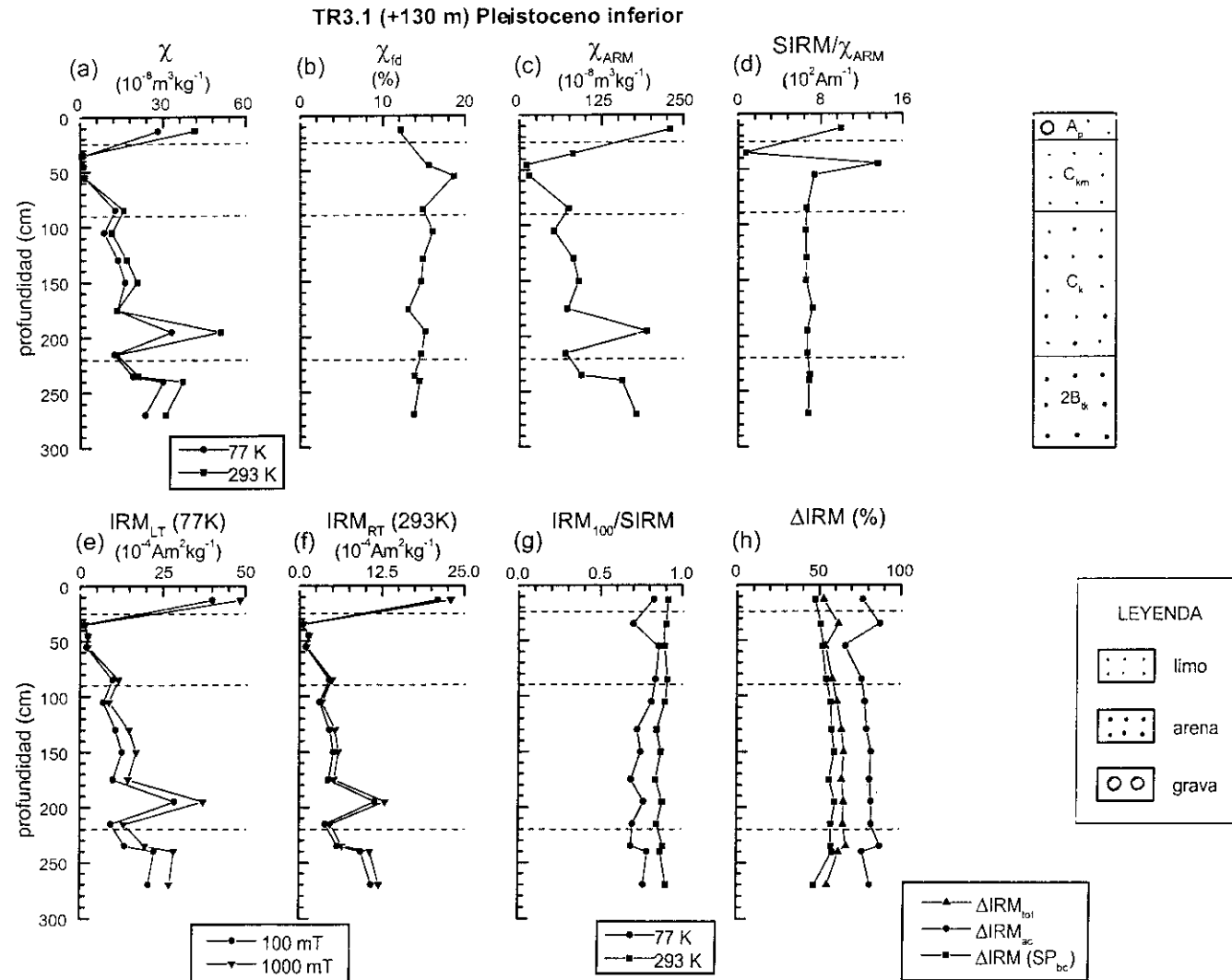


Fig. 7.51: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR3.1, correspondiente a la terraza de + 130 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

siendo, por tanto, dicha concentración mínima en la parte superior del suelo.

Como ya se ha indicado, el comportamiento magnético de las muestras a temperatura ambiente está dominado por minerales ferrimagnéticos, no observándose una presencia significativa de minerales antiferromagnéticos en estado SD. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.51h) posee valores máximos a 35 y 185 cm de profundidad ($\approx 90\%$) y valor mínimo a 50 cm ($\approx 65\%$). Entre 50 y 185 cm los valores de la curva correspondiente a dicho parámetro aumentan con la profundidad debido, probablemente a un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K.

La Fig. 7.52, que muestra la relación entre SIRM/χ_{ARM} y χ_{fd} , indica tal y como se ha señalado que el tamaño de grano de los minerales ferrimagnéticos es muy *fino* (en estados SD y SP próximos al límite SP/SD), especialmente en los horizontes C_k y $2B_{tk}$. En la Fig. 7.53b, los valores del parámetro R calculado para las muestras situadas a 195 y 215 cm de profundidad ($R_{195\text{ cm}} = 0.33$, $R_{215\text{ cm}} = 0.35$) (punto de intersección entre las curvas normalizadas de adquisición de IRM y su desmagnetización por campos alternos), indican que existe interacción magnética entre los granos ferrimagnéticos.

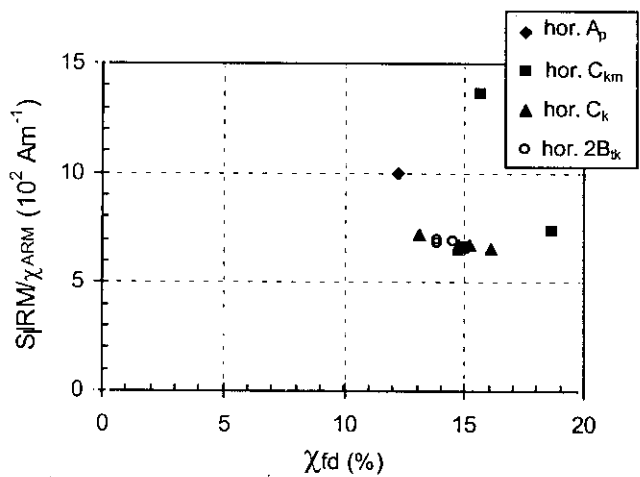


Fig. 7.52: Valores de SIRM/χ_{ARM} frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR3.1.

En la Fig. 7.54 se representan las curvas de histéresis realizadas para la muestra situada a 130 cm. La contribución de minerales paramagnéticos corresponde a la pendiente de la curva para campos altos (Fig. 7.54a). La curva de histéresis corregida por la contribución de minerales paramagnéticos (Fig. 7.54b), indica que la respuesta magnética se debe a la contribución de minerales ferrimagnéticos de muy baja coercitividad. La Fig. 7.53a indica para las muestras situadas a 35 y 235 cm de profundidad que los minerales ferrimagnéticos son los responsables de la magnetización en dichas muestras.

Conclusiones

En resumen, la presencia de una costra caliza en la parte superior del suelo, indicando proceso de evolución regresiva, queda representada tras la caracterización magnética del suelo. La respuesta

magnética en todo el perfil está dominada por minerales ferrimagnéticos a temperatura ambiente en estado SD. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy importante en todo el perfil.

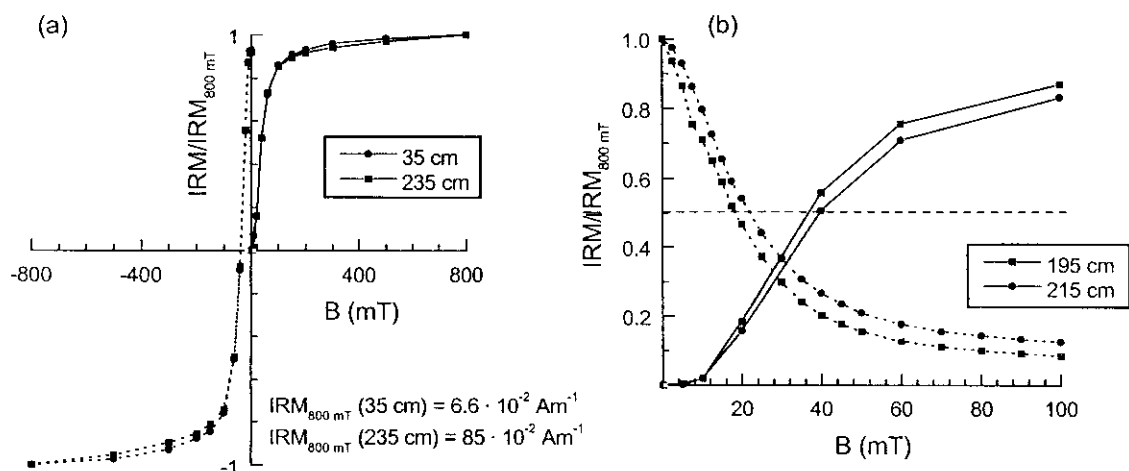


Fig. 7.53: (a) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isothermal (IRM) para la aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo en las muestras situadas a 35 y 235 cm de profundidad en el perfil TR3.1. (b) Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos (0 – 100 mT) para las muestras situadas a 195 y 215 cm de profundidad en dicho perfil.

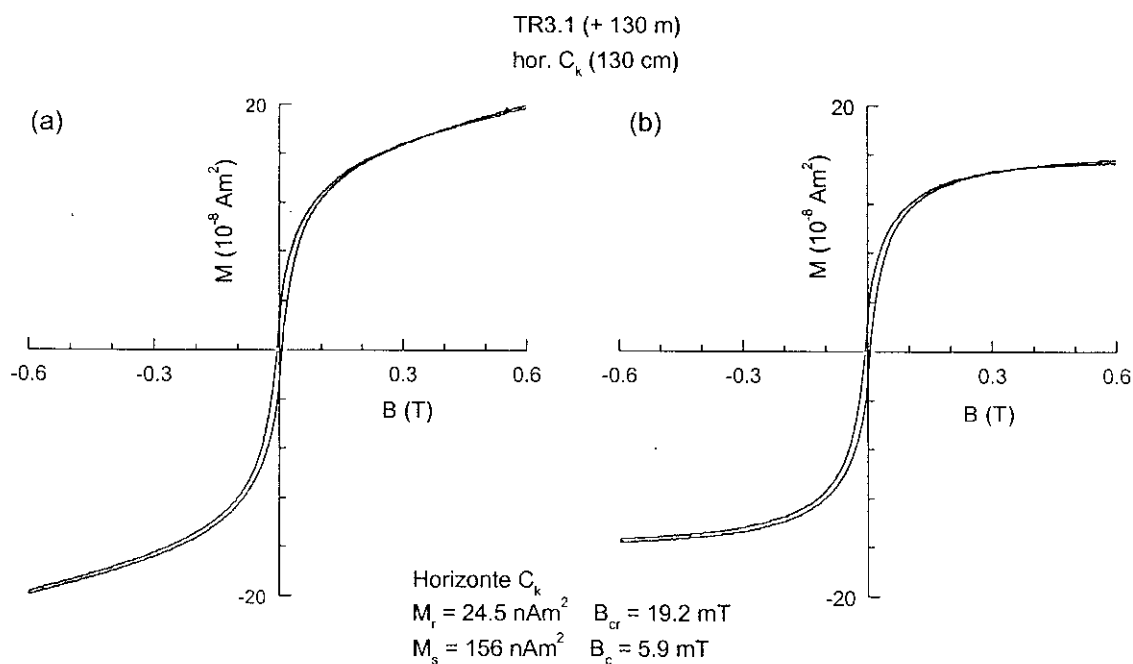


Fig. 7.54: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 130 cm de profundidad en el perfil TR3.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR3.2

Breve descripción litológica

Este perfil está formado por un horizonte eluvial $E(A_p)$, desde la superficie y hasta 30 cm de profundidad, los horizontes iluviales B_{t1} y B_{t2} , con un espesor total de 70 cm y a 100 cm de profundidad se observa una discontinuidad litológica por debajo de la cual se sitúan los horizontes $2B_{tck1}$ y $2B_{tck2}$, con nódulos de Fe - Mn y presencia de carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles correspondientes a los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas muestran comportamiento diferente con la profundidad. El perfil de IRM a 293 K (Fig. 7.55f) muestra un aumento de los valores en la parte superior del suelo, una rápida disminución de los mismos con la profundidad hasta 50 cm y a partir de 70 cm los valores sufren pequeñas variaciones al aumentar la profundidad de muestreo. Los valores de IRM a 293 K en todo el perfil son inferiores a los medidos en los suelos más jóvenes. La curva de variación de χ con la profundidad (Fig. 7.55a), en cambio no muestra dicho aumento de los valores en la parte superior del suelo, al menos de manera tan clara como IRM. A partir de 135 cm de profundidad sí se observan valores más o menos estables de dicho parámetro al aumentar la profundidad. Al igual que IRM a temperatura ambiente, los valores de χ son menores que los medidos en otros perfiles más jóvenes. La curva correspondiente al parámetro χ_{ARM} (Fig. 7.55c) posee forma similar a IRM medida a 293 K pero intensifica los máximos y mínimos encontrados en IRM, especialmente desde la superficie del suelo hasta 135 cm de profundidad. Este comportamiento indica que la concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD se observa en el horizonte eluvial, disminuyendo rápidamente con la profundidad. A 115 y 185 cm se observa un aumento en la concentración de dichos minerales, tal y como muestran las Figs. 7.55f y g. La relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (Fig. 7.55g) muestra que en los horizontes iluviales la respuesta magnética está dominada tanto por minerales ferrimagnéticos como por una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos. La máxima concentración de minerales antiferromagnéticos se observa a 155 y 195 cm de profundidad, con valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ del orden de 0.55. Dicha relación calculada para 77 K muestra un aumento en la coercitividad remanente de las muestras en todo el perfil y, por tanto, la contribución de minerales antiferromagnéticos, siendo máxima la coercitividad remanente también a 155 y 195 cm de profundidad, con valores de $IRM_{100}/SIRM \approx 0.3$.

En cuanto a la concentración de minerales paramagnéticos, comparando las curvas de χ a diferente temperatura (Fig. 7.55a) se observa que ésta es muy importante en todo el perfil, de manera

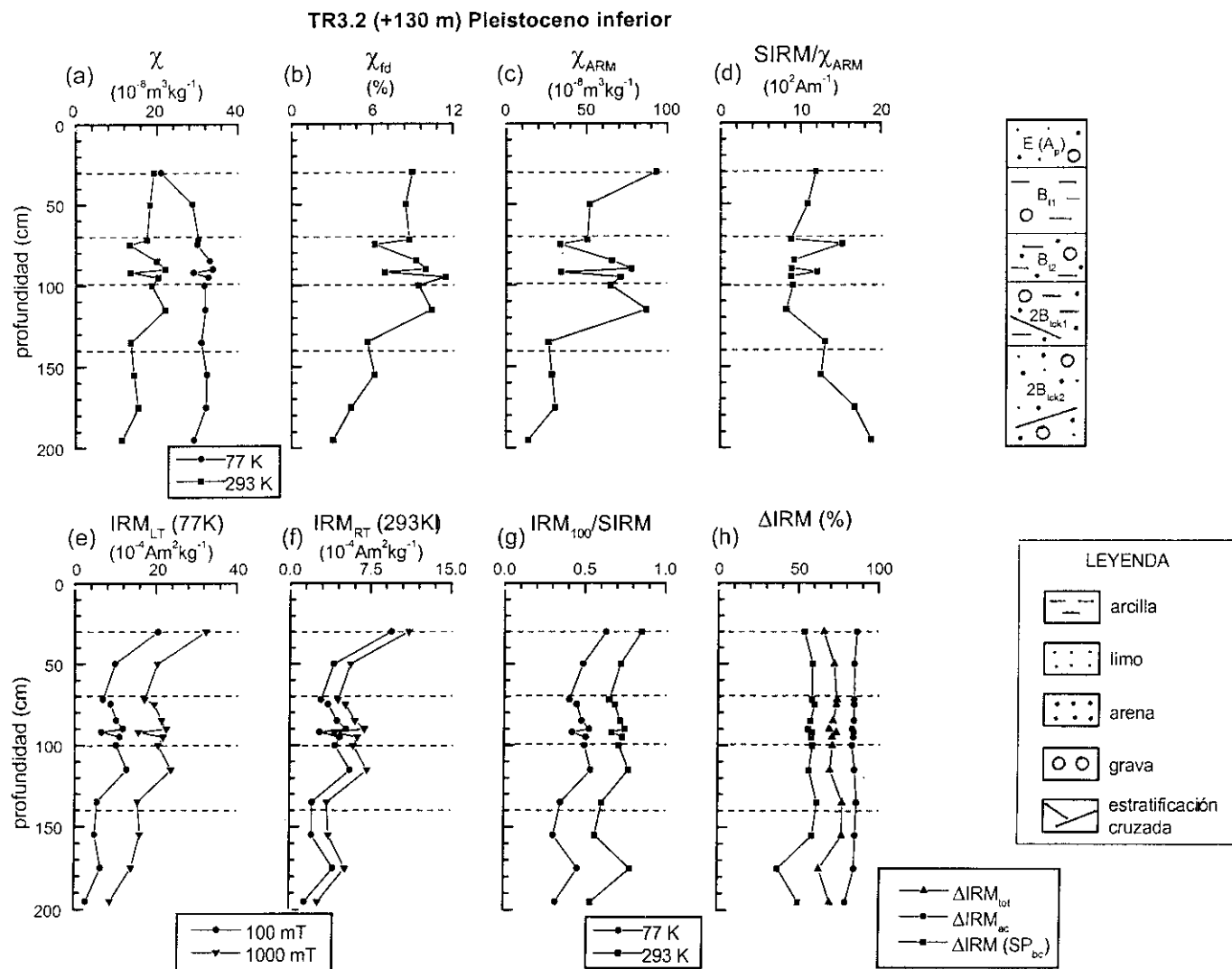


Fig. 7.55: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR3.2, correspondiente a la terraza de + 130 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

que los valores de χ a 77 K son siempre superiores a los medidos a 293 K.

Las variaciones con la profundidad de la concentración de minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se indica a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es superior en el intervalo 30 - 115 cm de profundidad, que a partir de 115 cm y hasta el final del perfil, tal y como muestra la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.55b). En cualquier caso, χ_{fd} posee valores comprendidos entre 3.1 % y 11.4 %, indicando que la concentración de dichos minerales es menor que en la mayoría de los suelos estudiados anteriormente.
- b) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino* es máxima en el intervalo 30 - 115 cm (salvo a 75 cm) (Fig. 7.55d). A partir de 115 cm de profundidad la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ aumenta con la profundidad, sin embargo, dicho aumento puede estar relacionado tanto con un aumento en el tamaño de grano SD, como con el aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos indicado anteriormente.
- c) Los valores de la curva de ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.55h) aumentan desde 30 hasta 50 cm de profundidad y a partir de ahí se mantienen prácticamente constantes hasta 155 cm de profundidad. A 175 cm se observa un mínimo de dicho parámetro. Los valores calculados de este parámetro indican que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* (lejos del límite SP/SD) es ligeramente inferior en el horizonte superficial que en los horizontes más profundos.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos en diferente estado magnético, se puede indicar que la concentración de dichos minerales en estado SD es máxima entre 135 y 155 cm de profundidad, aunque dichos minerales están presentes en todo el perfil (Fig. 7.55g). La curva correspondiente al parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.55h), es prácticamente similar en todo el perfil. Este comportamiento se debe tanto a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP como a la contribución de dichos minerales en estado SD que influyen en la medida de este parámetro puesto que puede variar el valor de su magnetización espontánea a baja temperatura.

La Fig. 7.56, la cual muestra la relación entre los valores correspondientes a $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , indica una clara tendencia entre dichos parámetros, de tal manera que un aumento en χ_{fd} y, por tanto en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD va acompañado de un aumento en la concentración de granos ferrimagnéticos SD *finos*. Los horizontes B_{t1} y B_{t2} poseen una concentración de granos ferrimagnéticos *finos* superior a la que posee los horizontes $2B_{tck1}$ y B_{tck2} .

En la Fig. 7.57 se muestran las curvas normalizadas de adquisición de IRM aplicando campo positivo y, una vez que se ha saturado la muestra, campo negativo. Estas curvas indican la contribución de minerales ferrimagnéticos y además la presencia de una fracción importante de minerales antiferromagnéticos a temperatura ambiente en todas las muestras. Las curvas de histéresis y de adquisición de magnetización remanente (M_r) calculadas para las muestras situadas a 30 y 135 cm

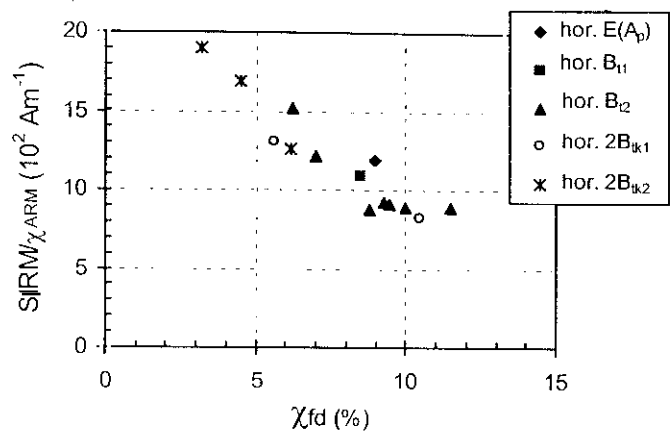


Fig. 7.56: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR3.2.

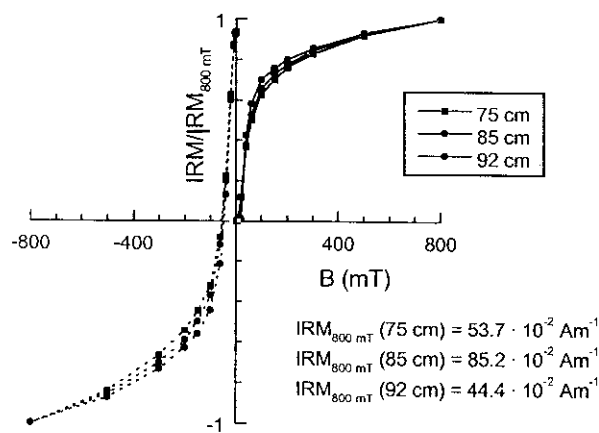


Fig. 7.57: (a) Curvas normalizadas de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) para la aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo en las muestras situadas a 75 y 85 y 92 cm de profundidad en el perfil TR3.2.

de profundidad indican un comportamiento diferente entre ambas muestras (Fig. 7.58). La respuesta magnética de la muestra situada a 30 cm se encuentra dominada por minerales ferrimagnéticos, en cambio, para la muestra situada a 135 cm es posible identificar una cierta contribución de minerales antiferromagnéticos que contribuyen también al valor de la magnetización. La contribución de minerales paramagnéticos es importante en ambas muestras, (Fig. 7.58a).

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza porque la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales de baja coercitividad, sin embargo, en los horizontes B existe contribución significativa de minerales de alta coercitividad. Por tanto, la variación con la profundidad de los valores de los parámetros magnéticos se debe, por una parte, a que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP cerca del límite SP/SD disminuye con la profundidad, y por otra parte, a que la concentración de minerales antiferromagnéticos es importante en los horizontes iluviales.

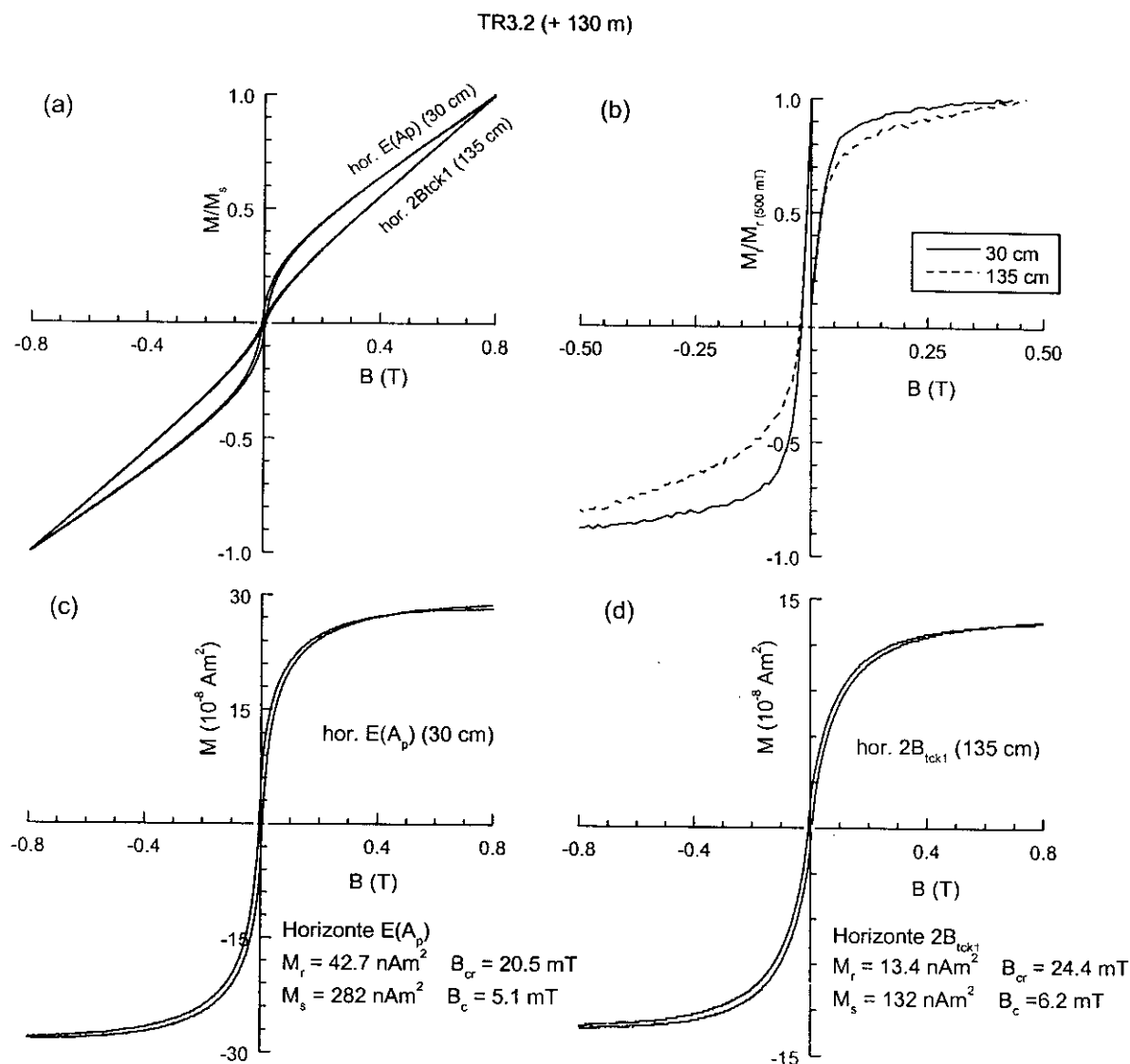


Fig. 7.58: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 30 y 135 cm de profundidad en el perfil TR3.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (c) y (d) corregidos por dicha fracción paramagnética. (b) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente (M_r) para ambas muestras aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

c) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR3.3

Breve descripción litológica

Este perfil consta de un horizonte eluvial, E, de 40 cm de espesor, y de los horizontes iluviales B_t (40 - 120 cm) y $2B_{tk}$ (120 - 200 cm vista). A 120 cm de profundidad se encuentra una discontinuidad litológica entre el horizonte B_t y el horizonte $2B_{tk}$. Debido a que el muestreo de este perfil no se llevó a cabo con detalle, tan solo se podrá hablar de tendencias de los diferentes parámetros según la profundidad, no pudiéndose detallar dicho comportamiento.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.59a, c, e y f) poseen el mismo comportamiento con la profundidad, con aumento de dichos parámetros en el horizonte eluvial, rápida disminución entre 30 y 75 cm de profundidad y, a partir de ahí se mantienen constantes los valores de estos parámetros hasta el final del perfil. Este comportamiento indica que la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos se encuentra en el horizonte eluvial, la cual disminuye con la profundidad. Esta disminución según la profundidad de los minerales ferrimagnéticos va acompañada de un aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD, tal y como indican los valores de la relación $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ calculados para temperatura ambiente (Fig. 7.59g). Los valores de dicha relación calculados para 77 K muestran un aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, en el valor de la coercitividad de las muestras respecto al calculado a 293 K. Además la coercitividad remanente a baja temperatura aumenta, también, con la profundidad de muestreo. Si se comparan los valores de los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a 77 K y 293 K con los valores calculados en los perfiles anteriores de esta misma terraza, se observa que este perfil, TR3.3, es el que posee los valores más elevados de dichos parámetros y, por tanto, concentración más elevada de minerales ferrimagnéticos, indicando condiciones de desarrollo locales para cada uno de los perfiles.

En cuanto a la concentración relativa de minerales paramagnéticos, comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.59a) es posible indicar que la concentración de dichos minerales en relación a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es menor en el horizonte eluvial que en los horizontes iluviales.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la siguiente:

- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, tal y como indica el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.59b) aumentando de forma continua con la profundidad.
- Para temperatura ambiente, los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD se encuentran en estado SD *fino* en todo el perfil, especialmente en la parte superior del suelo, según puede observarse a partir de los valores de la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ (Fig. 7.59d).
- La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, aumenta con la profundidad, tal y como indica el parámetro $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{\text{bc}})$ (Fig. 7.59h).

En cuanto a la variación con la profundidad de la contribución de minerales antiferromagnéticos, la relación $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ (Fig. 7.59g) indica que la concentración de dichos minerales en estado SD aumenta con la profundidad de muestreo, influyendo de manera significativa a

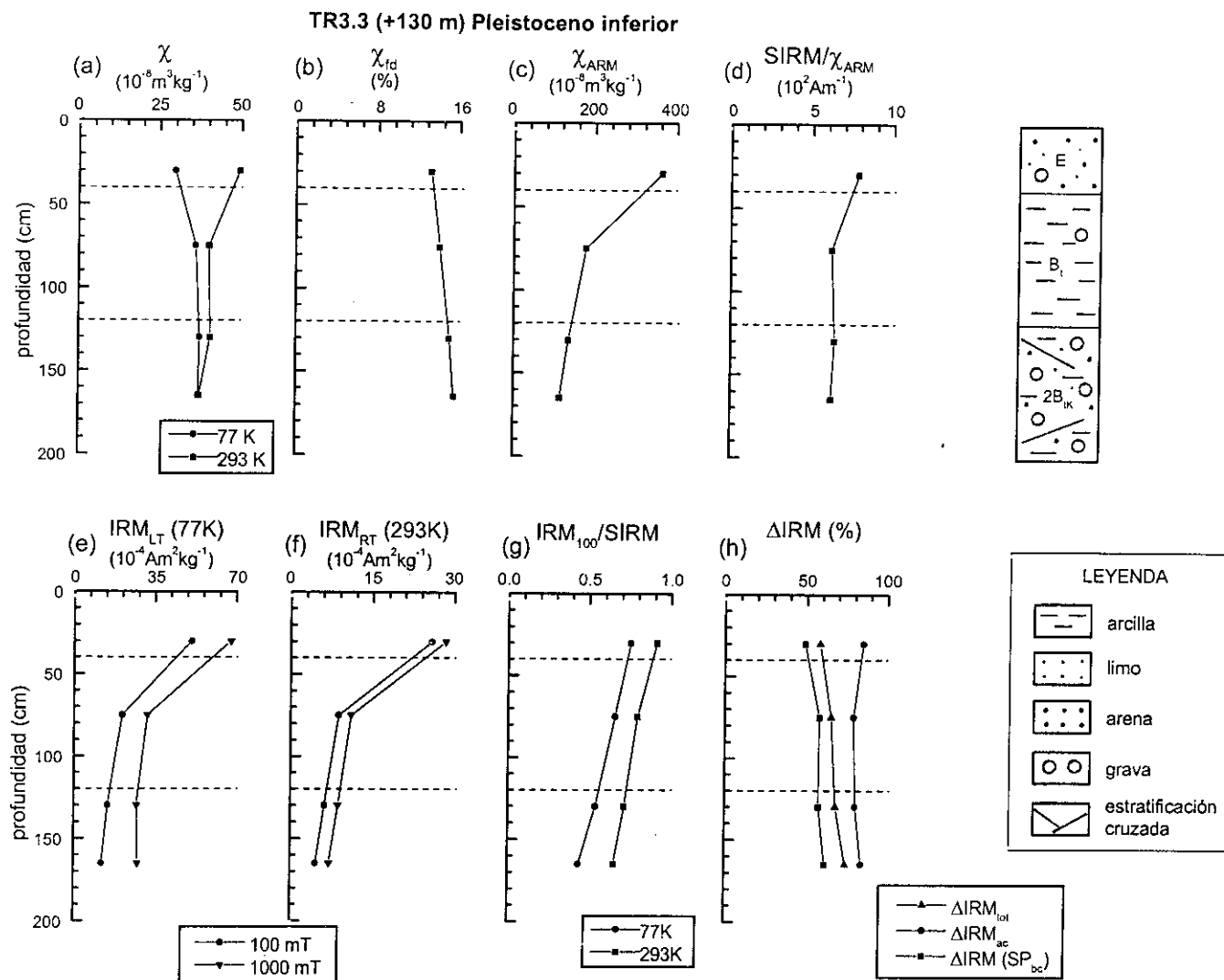


Fig. 7.59: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR3.3, correspondiente a la terraza de + 130 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

los valores de magnetización. El parámetro ΔIRM_{ac} , indicativo de la contribución total de los minerales antiferromagnéticos (en estados SD y SP) a la magnetización posee valores similares en todo el perfil.

La relación entre los valores de SIRM/χ_{ARM} y χ_{fd} (Fig. 7.60) muestra que la concentración de minerales ferrimagnéticos de grano *fino* (próximo al límite SD/SP) es muy elevada en todo el perfil. En la Fig. 7.61, los ciclos de histéresis sin corregir por la fracción paramagnética muestran que la contribución de los minerales paramagnéticos es más importante en el horizonte $2B_{tk}$ que en el horizonte eluvial, E. Las Figs. 7.61b y c, que muestran los ciclos de histéresis corregidos por la fracción paramagnética y la curva de adquisición de magnetización remanente (M_r) (Fig. 7.61d) indican la presencia, principalmente, de minerales ferrimagnéticos, por lo que la fracción de minerales antiferromagnéticos observada en la muestra situada a 130 cm a partir de la Fig. 7.59g, no se ve reflejada en el ciclo de histéresis.

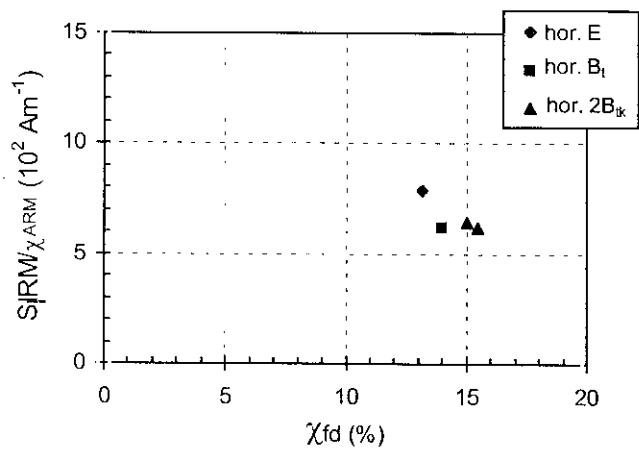


Fig. 7.60: Valores de SIRM/χ_{ARM} frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR3.3.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra comportamiento magnético bastante similar al anterior, con concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del perfil y aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD con la profundidad. Sin embargo, a diferencia del perfil anterior, en éste la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD aumenta con la profundidad.

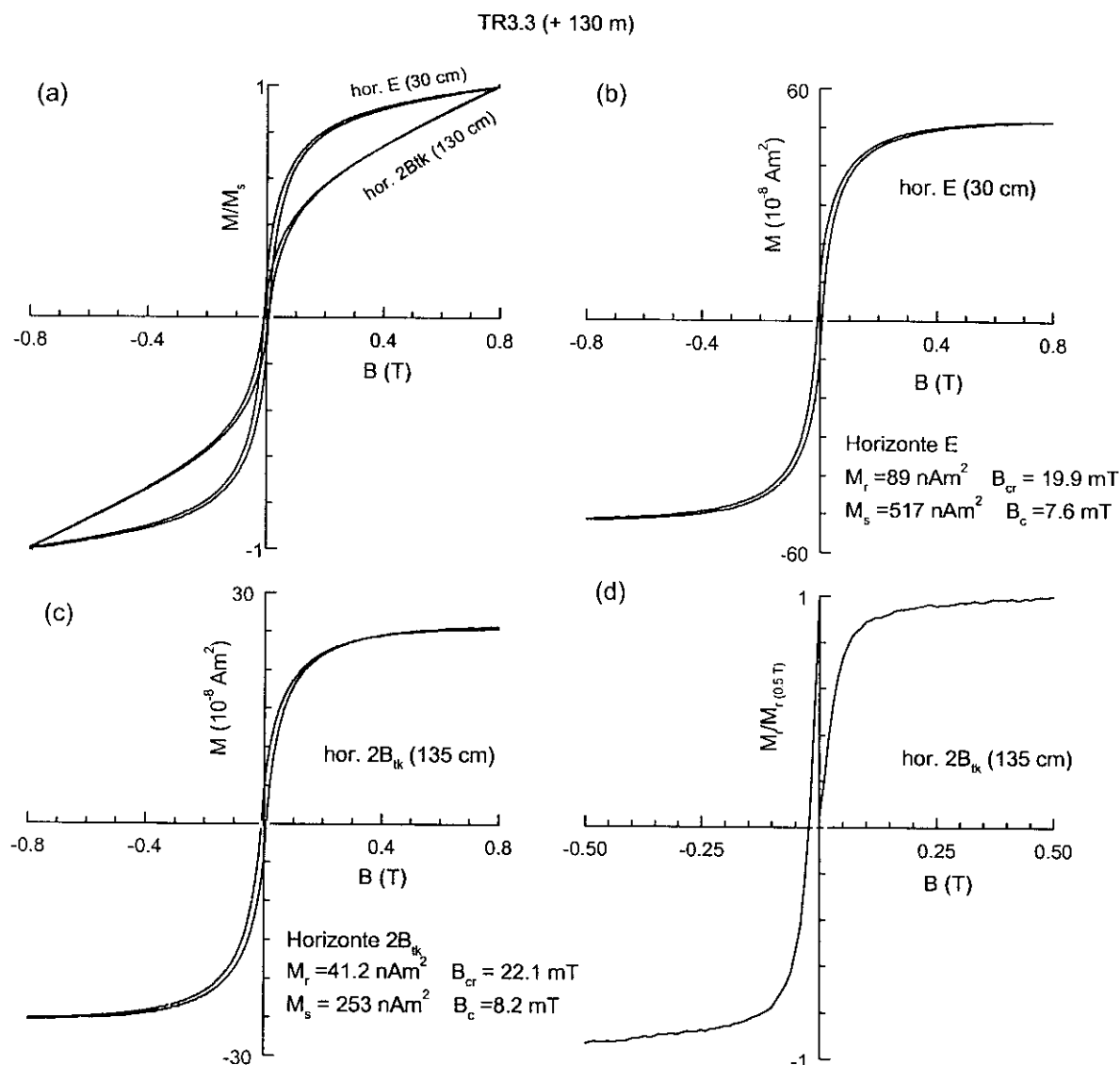


Fig. 7.61: Ciclos de histéresis para las muestras situadas a 30 y 135 cm de profundidad en el perfil TR3.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) y (c) corregidos por dicha fracción paramagnética. (d) Curva normalizada de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo.

7.1.11.- TERRAZA DE + 155 m (perfiles TR2.1, TR2.2 y TR2.3)

En esta terraza, que corresponde al Pleistoceno inferior, se muestrearon los perfiles TR2.1, TR2.2 y TR2.3. En principio, la diferencia más importante entre los perfiles de suelos se encuentra en el perfil TR2.3, en el que, a diferencia de los otros dos perfiles, no se observan acumulaciones de carbonato en los primeros 200 cm, debido a la reducida capacidad de almacenamiento de agua por unidad de volumen. En los tres perfiles es posible observar una discontinuidad litológica, siendo el perfil TR2.3 el que la posee más próxima a la superficie del suelo.

a) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR2.1

Breve descripción litológica

Este perfil está constituido por un horizonte eluvial, A_p , de 25 cm de espesor, seguido por un horizonte iluvial B_{tc} (25 - 110 cm), con nódulos de Fe - Mn, aunque en menor proporción que en los horizontes iluviales más profundos. A 110 cm se encuentra la discontinuidad litológica y bajo ella y hasta el final del perfil muestreado se han observado los horizontes iluviales $2B_{tck1}$ (110 - 210 cm), $2B_{tck2}$ (210 - 250 cm) y $2B_{tck3}$ (250 - 300 cm vista), con nódulos de Fe - Mn y presencia de carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a diferentes temperaturas (Figs. 7.62a, c, e, f) muestran comportamiento similar con la profundidad, es decir, un aumento de los valores de dichos parámetros en la parte superior del suelo, rápida disminución de estos en la parte superior del horizonte B_{tc} para, a partir de aproximadamente 60 cm alcanzar estos parámetros valores estables con la profundidad y hasta el final del perfil. La disminución de los valores de dichos parámetros va acompañado de disminución en los valores de la relación $IRM_{100}/SIRM$ (Fig. 7.62g), de manera que, tanto a 293 K como a 77 K aumenta la concentración de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, la coercitividad de las muestras al aumentar la profundidad hasta 205 cm. A 225 cm se observa un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos y, por tanto, una disminución de la coercitividad de las muestras. Por tanto, en el horizonte eluvial, A_p , se encuentra la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, mientras que entre 185 y 205 cm de profundidad se encuentra la máxima concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD.

Comparando los perfiles correspondientes al parámetro χ a diferente temperatura (77 y 293 K) (Fig. 7.62a) es posible obtener la concentración relativa de minerales paramagnéticos en relación a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP. La concentración relativa de minerales paramagnéticos es menor en el horizonte A_p que en los horizontes iluviales, siendo muy elevada en estos últimos horizontes.

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es mayor en el horizonte A_p que en el resto de los horizontes del suelo, según muestra el parámetro χ_{fd} (Fig. 7.62b). Dicha concentración disminuye con la profundidad hasta alcanzar valores mínimos en la parte inferior del perfil muestreado.

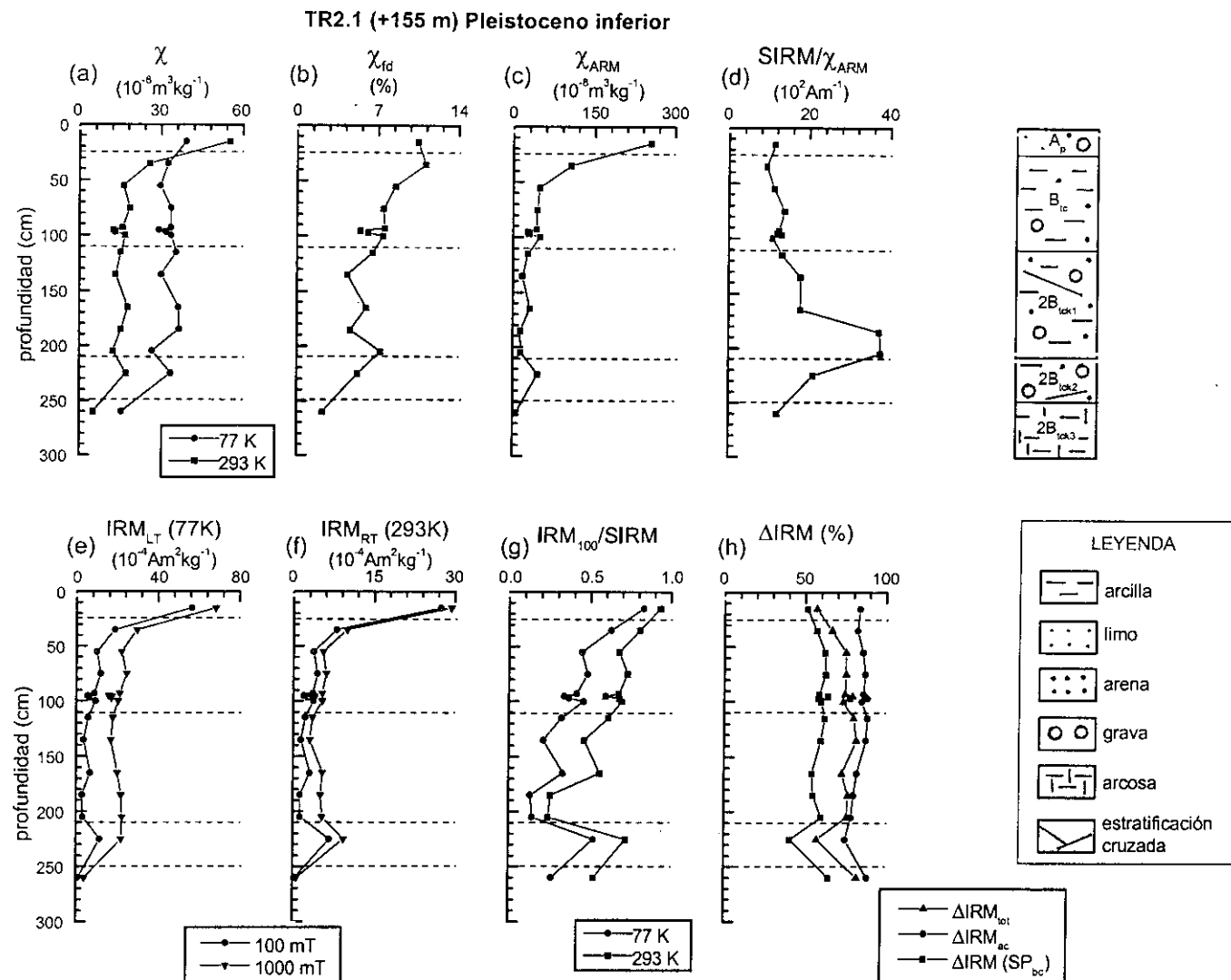


Fig. 7.62: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR2.1, correspondiente a la terraza de +155 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

- b) Debido a la elevada concentración de minerales antiferromagnéticos, especialmente en el horizonte $2B_{\text{tk1}}$, la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ (Fig. 7.62d) está influenciada por la presencia de dichos minerales, de manera que sus valores no reflejan correctamente el estado magnético de los minerales ferrimagnéticos dentro del estado SD. Tan solo, puede afirmarse que en el horizonte eluvial los granos ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino*.
- c) Tal y como muestra el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.62h), la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, es decir, cuya temperatura de bloqueo está comprendida entre 293 y 77 K, es menor en el horizonte superficial que en los horizontes iluviales. La concentración de dichos minerales es máxima en el horizonte B_{tc} , donde ΔIRM (SP_{bc}) alcanza valores superiores al 60 %.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos en diferente estado magnético, la relación $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a 293 K (Fig. 7.62g), indica que la concentración de dichos minerales aumenta con la profundidad de muestreo, siendo máxima, como ya se ha indicado, en el intervalo 185 - 205 cm de profundidad. Las curvas correspondientes al parámetro IRM y la relación $\text{IRM}_{100}/\text{SIRM}$ a 77 K (Fig. 7.62e, g) informan acerca de la contribución de los minerales antiferromagnéticos a dicha temperatura. Es posible observar que minerales antiferromagnéticos que no contribuyen a la magnetización a temperatura ambiente, sí que lo hacen a baja temperatura. La curva correspondiente al parámetro $\Delta\text{IRM}_{\text{ac}}$ (Fig. 7.62h) indica las variaciones en la contribución total de minerales antiferromagnéticos, tanto en estado SD como SP a temperatura ambiente. Este parámetro posee valores máximos entre 90 y 130 cm de profundidad y mínimos a 220 cm, coincidiendo con la parte superior del horizonte $2B_{\text{tk2}}$. Estas curvas indican, por una parte, la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K y, por otra parte, la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD puesto que el valor de su magnetización espontánea puede variar a baja temperatura. El valor de la magnetización espontánea de la goetita aumenta fuertemente a baja temperatura y además, según se observó en la Fig. 2.18, a 77 K la influencia en la magnetización de la goetita en estado SD es mucho más importante que la de dichos minerales en estado SP. Por tanto, probablemente, uno de los minerales antiferromagnéticos presentes en las muestras de este perfil sea la goetita y, además, en los horizontes iluviales se encuentra en una concentración muy elevada, de manera que domina la respuesta magnética de las muestras.

En la Fig. 7.63 se muestra la relación entre los valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} , observándose, tal y como se ha indicado, la influencia de minerales antiferromagnéticos en la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$, de manera que dichos valores, especialmente en el horizonte $2B_{\text{tk1}}$, donde la concentración de minerales antiferromagnéticos es mayor, se encuentran dispersos en el gráfico. La Fig. 7.64a muestra las curvas de adquisición de IRM aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para las muestras situadas a 95 y 100 cm de profundidad (parte inferior del horizonte B_{tc}). Estas curvas indican que la

respuesta magnética de las muestras se debe tanto a minerales de baja como de alta coercitividad (ferri- y antiferromagnéticos). En la Fig. 7.64b se representan la curva de adquisición de IRM y la posterior desimanación por campos alternos para la muestra situada a 15 cm de profundidad. El valor del factor R calculado ($R = 0.29$) indica posibles interacciones magnéticas entre los granos ferrimagnéticos en estado SD en dicho horizonte.

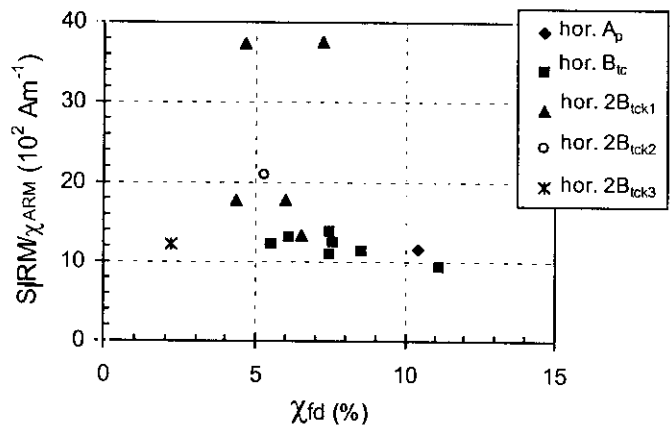


Fig. 7.63: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR2.1.

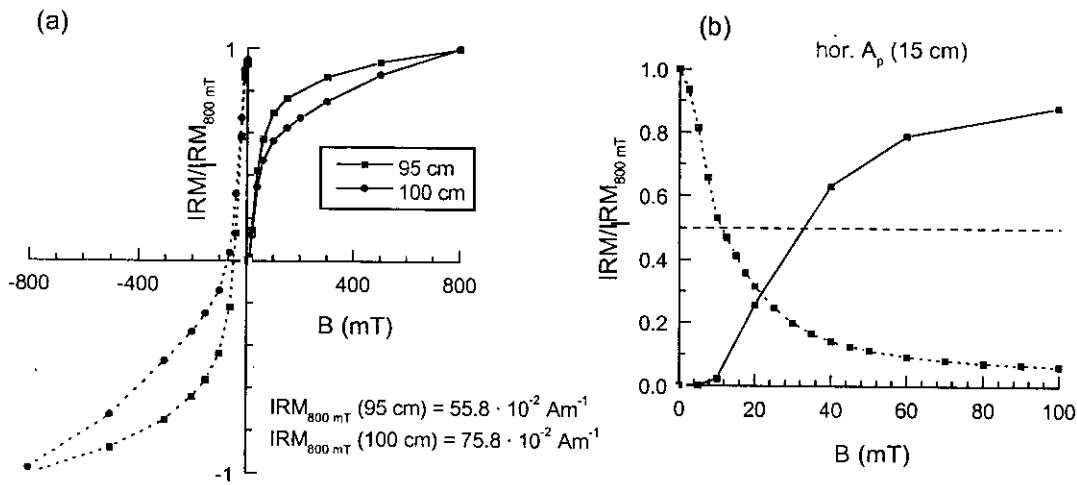


Fig. 7.64: (a) Curvas normalizadas de adquisición de magnetización remanente isothermal (IRM) aplicando de campo positivo y, posteriormente, campo negativo para las muestras situadas a 95 y 100 cm de profundidad en el perfil TR2.1. (b) Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de $IRM_{800 \text{ mT}}$ por de campos alternos (0 – 100 mT) para la muestra situada a 15 cm de profundidad en dicho perfil.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra que la concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD y SP cerca del límite SP/SD se sitúa en la parte superior del suelo. En los horizontes iluviales la concentración de estos minerales disminuye, mientras que aumenta la concentración de

minerales antiferromagnéticos en estado SD, de manera que a 200 cm de profundidad la respuesta magnética de las muestras está dominada por la contribución de estos minerales. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* es superior en los horizontes iluviales que en el horizonte superficial.

b) Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR2.2

Breve descripción litológica

Este perfil consta de dos horizontes superficiales, A y E_c, este último con presencia de nódulos de Fe - Mn y con un espesor total de 25 cm. Bajo este horizonte se sitúa el horizonte iluvial B_{teg} (25 - 55 cm), con nódulos de Fe - Mn en proporción algo mayor que el horizonte E_c y con signos de gleificación. A 55 cm de profundidad se sitúa una discontinuidad litológica, bajo la cual se sitúan los horizontes 2B_{tc} (55 - 95 cm) y 2B_{tk} (95 -200 cm vista), ambos con nódulos de Fe - Mn y el último de ellos, además, con presencia de carbonato cálcico.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.65a, c, e, f) muestran comportamiento similar con la profundidad. En el horizonte eluvial E_c se observa un ligero aumento de dichos parámetros respecto a los valores de las muestras situadas en el horizonte B_{teg}. A 90 cm de profundidad se observa un valor máximo en todas los parámetros indicados y a partir de ahí los valores de los parámetros disminuyen con la profundidad. Entre 128 cm y hasta el final del perfil los valores de estos parámetros son similares. Este comportamiento indica que el horizonte eluvial posee una concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD superior a la existente en el horizonte B_{teg}, sin embargo, a 90 cm de profundidad existe un máximo en la concentración de minerales ferrimagnéticos. Las curvas de IRM₁₀₀/SIRM a 293 y 77 K (Fig. 7.65g) muestran que en el intervalo de profundidad 20 - 47 cm, aumenta la contribución de minerales antiferromagnéticos, de manera que la respuesta magnética de las muestras está dominada tanto por minerales ferri- como antiferromagnéticos. A 90 cm el valor de IRM₁₀₀/SIRM aumenta fuertemente y, por tanto, aumenta la concentración de minerales antiferromagnéticos, estando a temperatura ambiente dominada la respuesta magnética tan solo por la contribución de minerales de baja coercitividad. A 128 y 170 cm la concentración de minerales antiferromagnéticos es muy elevada. A baja temperatura, la coercitividad de las muestras aumenta respecto a temperatura ambiente. Comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.65a) se observa que la concentración relativa de minerales paramagnéticos es importante en todo el perfil, siendo mínima dicha concentración en el horizonte E_c.

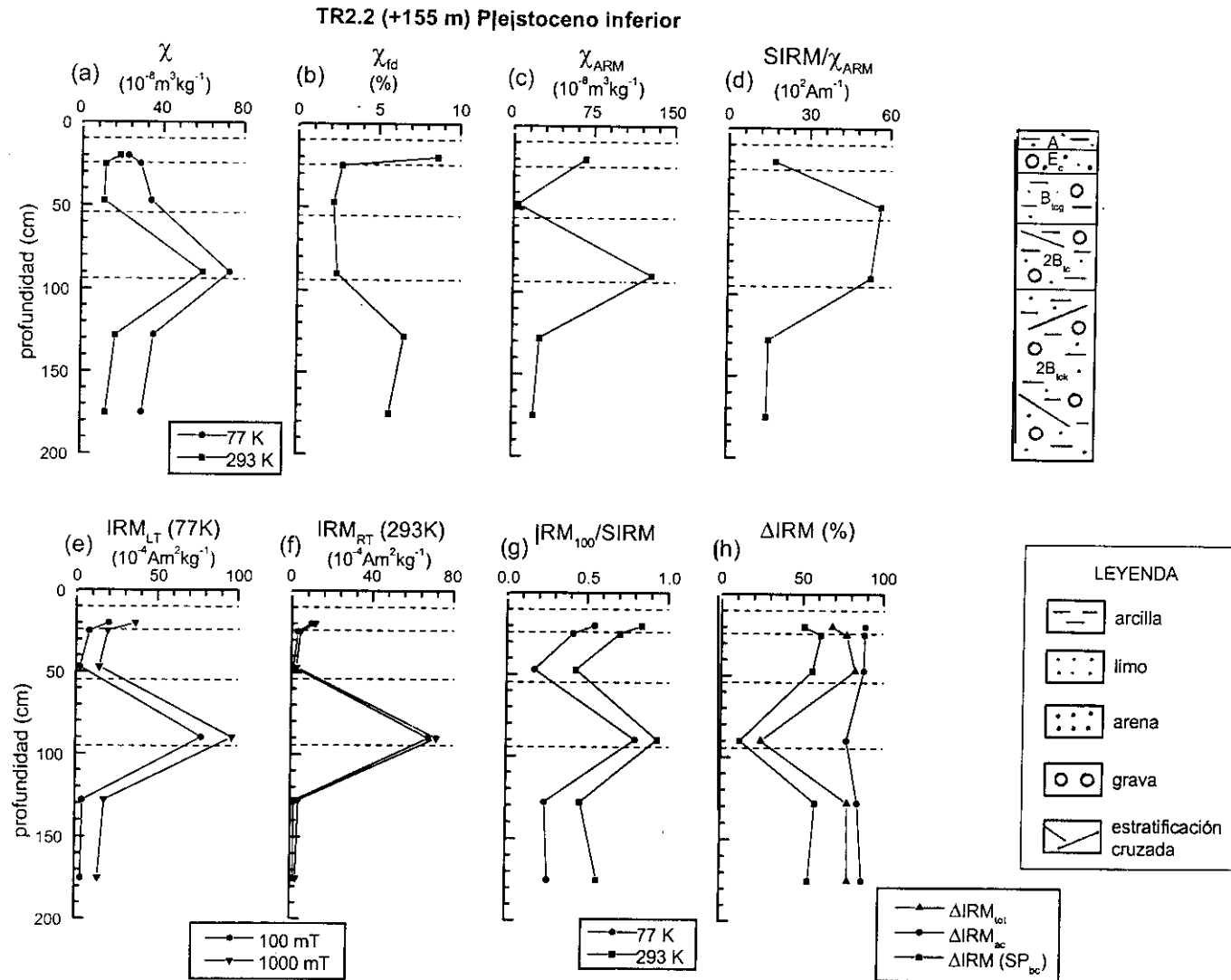


Fig. 7.65: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR2.2, correspondiente a la terraza de + 155 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la que se describe a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es máxima en el horizonte eluvial E_c , y mínima en los horizontes B_{tcg} y $2B_{tc}$, según indica la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.65b).
- b) En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino*, no es posible indicar claramente su comportamiento ya que la elevada contribución de minerales antiferromagnéticos contribuyen en la medida de $SIRM/\chi_{ARM}$, incrementando su valor. En principio las curvas correspondientes a los parámetros χ_{ARM} e IRM a 293 K (Figs. 7.65c, f) indican que en las profundidades donde existe máxima concentración de minerales ferrimagnéticos (20 y 90 cm) estos se encuentran en estado SD.
- c) El parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.65h) indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* es máxima a 25 y 128 cm de profundidad y mínima a 90 cm. La curva correspondiente a este parámetro posee comportamiento inverso a las curvas de IRM (Fig. 7.65f).

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos, se observa que la concentración de dichos minerales en estado SD es máxima a 47 y 128 cm de profundidad y mínima a 90 cm (Fig. 7.65g). En general, en todo el perfil, salvo a 90 cm de profundidad se observa en la repuesta magnética de las muestras se debe tanto a la concentración de minerales ferri- como antiferromagnéticos. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.65h) posee valores comprendidos entre 80 – 90 %. Estos valores elevados se deben tanto a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP como, probablemente, a la contribución de goetita en estado SD que aumenta fuertemente el valor de la magnetización a 77 K.

En la Fig. 7.66 en la que se muestra la relación existente entre $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} , se puede observar la influencia de la contribución de los minerales antiferromagnéticos, especialmente en las muestras correspondientes a los horizontes B_{tcg} y $2B_{tc}$. Tan solo en el horizonte E_c es posible comentar que existe concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD *fino*, aunque ésta no es muy elevada en comparación con la mayoría de los perfiles estudiados.

En las Figs. 7.67a y b, los ciclos de histéresis sin corregir y corregido por la fracción paramagnética indican, por una parte, que la contribución de minerales paramagnéticos es importante y, por otra parte, que la respuesta magnética se debe tanto a minerales ferrimagnéticos como antiferromagnéticos, mostrando el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética constreñimiento para campos pequeños. Además, este ciclo de histéresis constreñido no se cierra hasta campos superiores a 0.8 T, tal y como muestra también la curva ΔM (Fig. 7.67d). La curva de adquisición de IRM (Fig. 7.67c) muestra también la contribución a la magnetización de minerales de alta coercitividad.

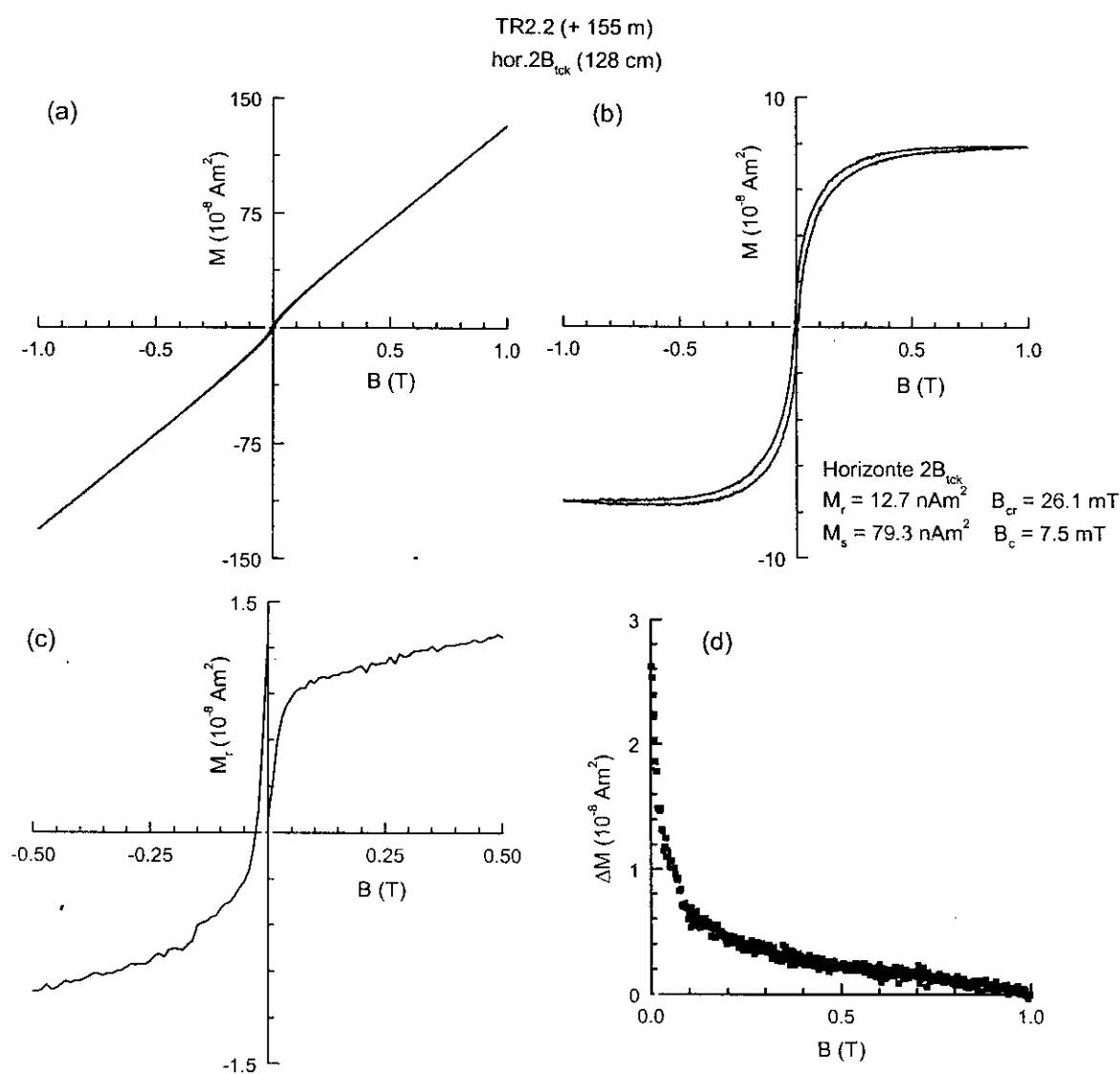
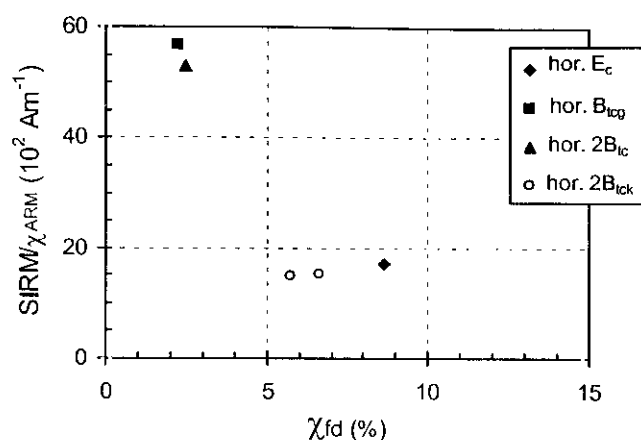


Fig. 7.67: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 128 cm de profundidad en el perfil TR2.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (c) Curvas de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente para el ciclo de histéresis cuando $B > 0$.

Conclusiones

En resumen, este perfil se caracteriza por una elevada contribución de minerales antiferromagnéticos en los horizontes iluviales, salvo a 90 cm, profundidad a la que existe una fuerte concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD. En general, la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es baja, salvo en el horizonte eluvial (E_c).

c) *Análisis de los parámetros magnéticos del perfil TR2.3*

Breve descripción litológica

Este perfil consta de un horizonte eluvial, E, de 20 cm de espesor, bajo el cual se sitúa la discontinuidad litológica que separa dicho horizonte del horizonte iluvial $2B_t$ (20 – 70 cm). Entre 70 y hasta el final del perfil se sitúan dos horizontes iluviales con signos de gleificación, $2B_{tg1}$ (70 – 130 cm) y $2B_{tg2}$ (130 – 200 cm vista). En este perfil no se observan acumulaciones de carbonato en los 200 primeros centímetros debido a su reducida capacidad de almacenamiento de agua por unidad de volumen.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles correspondientes a los parámetros χ , χ_{ARM} e IRM a 77 y 293 K (Figs. 7.68a, c, e, f) poseen un comportamiento similar con la profundidad. Se observa un aumento de los valores de dichos parámetros en la parte más superficial del suelo, una rápida disminución en los primeros centímetros del horizonte $2B_t$ y a partir de 90 cm de profundidad y hasta el final del perfil estos parámetros poseen valores similares. Este comportamiento indica que la concentración máxima de minerales ferrimagnéticos se sitúa en el horizonte eluvial, disminuyendo dicha concentración con la profundidad de muestreo. La curva correspondiente a la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (293 K) (Fig. 7.68g) indica que la respuesta magnética de las muestras en el horizonte eluvial está dominada por minerales ferrimagnéticos. A medida que aumenta la profundidad del suelo, la contribución de minerales antiferromagnéticos aumenta hasta adquirir máxima concentración de dichos minerales a 90 cm de profundidad, con valor de $IRM_{100}/SIRM$ igual a 0.5. Desde esta profundidad y hasta el final del perfil disminuye ligeramente la contribución de minerales antiferromagnéticos de manera que para la profundidad máxima de muestreo, 180 cm, el valor de $IRM_{100}/SIRM$ es de 0.64. Los valores de dicha relación calculados a 77 K indican un aumento de la coercitividad remanente de las muestras respecto a la calculada a temperatura ambiente, siendo

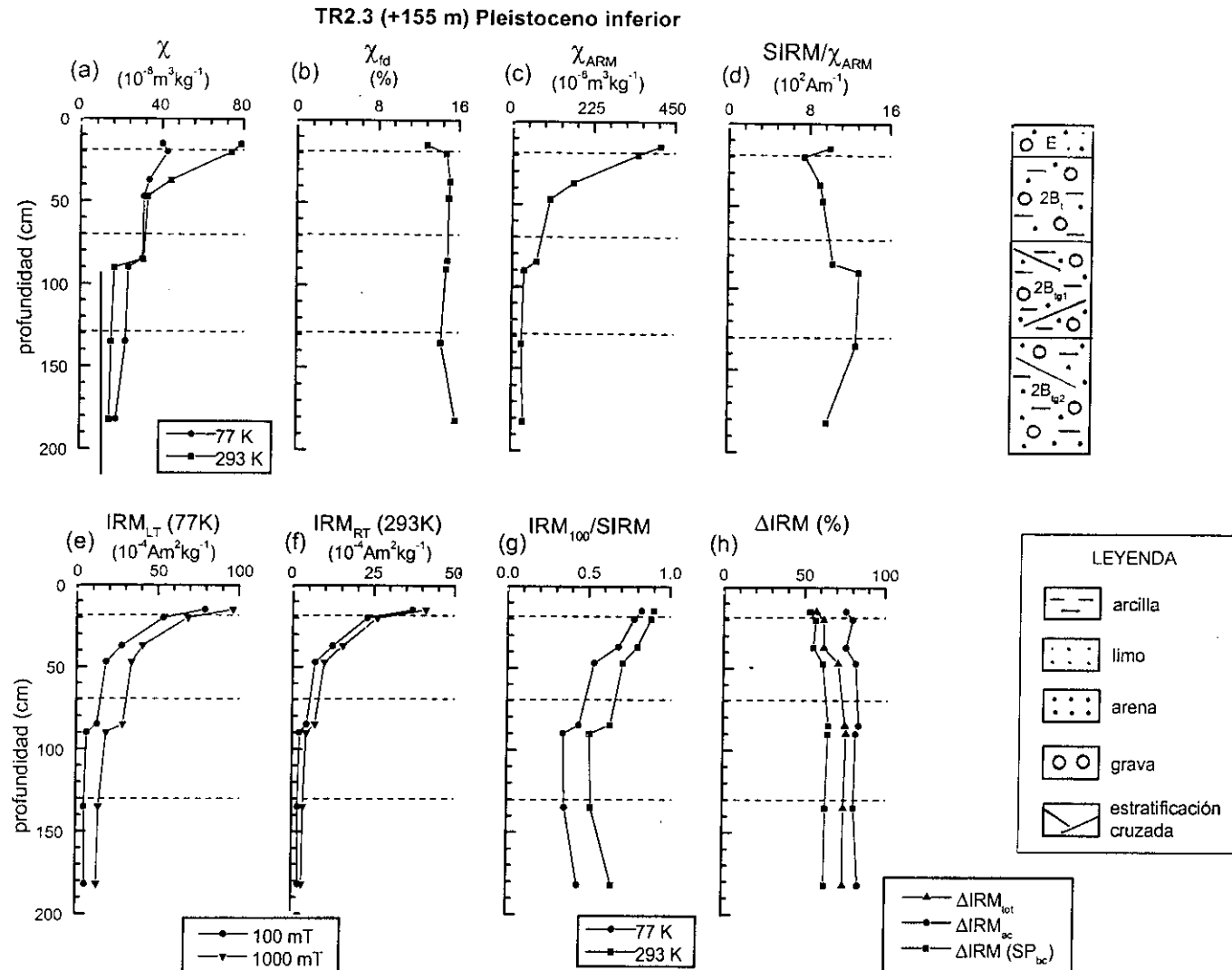


Fig. 7.68: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR2.3, correspondiente a la terraza + 155 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

máxima la coercitividad para la muestra situada a 90 cm de profundidad, con valor, además, de $IRM_{100}/SIRM$ igual a 0.34.

En cuanto a la concentración relativa de minerales paramagnéticos, comparando las curvas de χ a diferentes temperaturas (Fig. 7.68a) se observa que la concentración relativa de dichos minerales respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP es mayor en los horizontes $2B_{ig1}$ y $2B_{ig2}$ que en los horizontes E y $2B_t$ (0 – 40 cm).

La variación con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético es la que se indica:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy elevada en todo el perfil, tal y como indica la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.68b). En los horizontes $2B_t$ y $2B_{ig1}$, los valores de dicho parámetro son aproximadamente constantes con la profundidad ($\approx 15\%$). En el horizonte eluvial, E, la concentración es ligeramente menor $\chi_{fd} = 12.5\%$, mientras que en la parte inferior del suelo ha aumentado ligeramente respecto a los horizontes superiores ($\chi_{fd} = 15.7\%$).
- b) Tan solo en el horizonte eluvial es posible indicar el estado magnético de los granos ferrimagnéticos estables a temperatura ambiente, ya que el aumento en la concentración de los minerales antiferromagnéticos influye en el cálculo de $SIRM/\chi_{ARM}$. Por tanto, en el horizonte eluvial el estado magnético de los minerales ferrimagnéticos es SD *fino*, tal y como indican los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.68d) para dicho horizonte.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, indicada por el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.68h), aumenta con la profundidad, siendo mínima dicha concentración en el horizonte E, coincidiendo con el máximo de concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD.

En cuanto a la variación con la profundidad de la concentración de minerales antiferromagnéticos, como ya se ha indicado, la contribución de dichos minerales en estado SD aumenta con la profundidad hasta 90 cm (Fig. 7.68g), disminuyendo ligeramente a partir de ahí y hasta el final del perfil. El parámetro ΔIRM (SP_{ac}) (Fig. 7.68h) posee valores inferiores en la parte superficial del suelo que en el resto del perfil. Este comportamiento se debe tanto a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD como en estado SP a temperatura ambiente.

La Fig. 7.69, en la que se relacionan los valores de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ y χ_{fd} muestra que el horizonte E es el que posee menor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD. En los demás horizontes del suelo no se observan cambios importantes en los valores del parámetro χ_{fd} , mientras que los valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ sufren variaciones debido a la concentración elevada de minerales antiferromagnéticos.

Los ciclos de histéresis y la curva de adquisición de IRM representados en la Fig. 7.70 indican que la respuesta magnética de la muestra situada a 135 cm de profundidad está dominada por

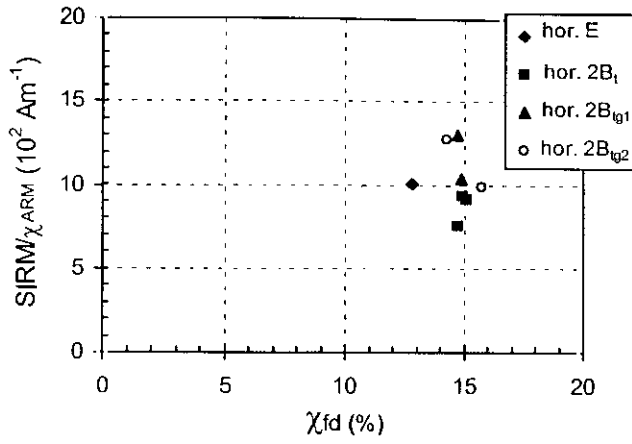


Fig. 7.69: Valores de $SIRM/\chi_{ARM}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR2.3.

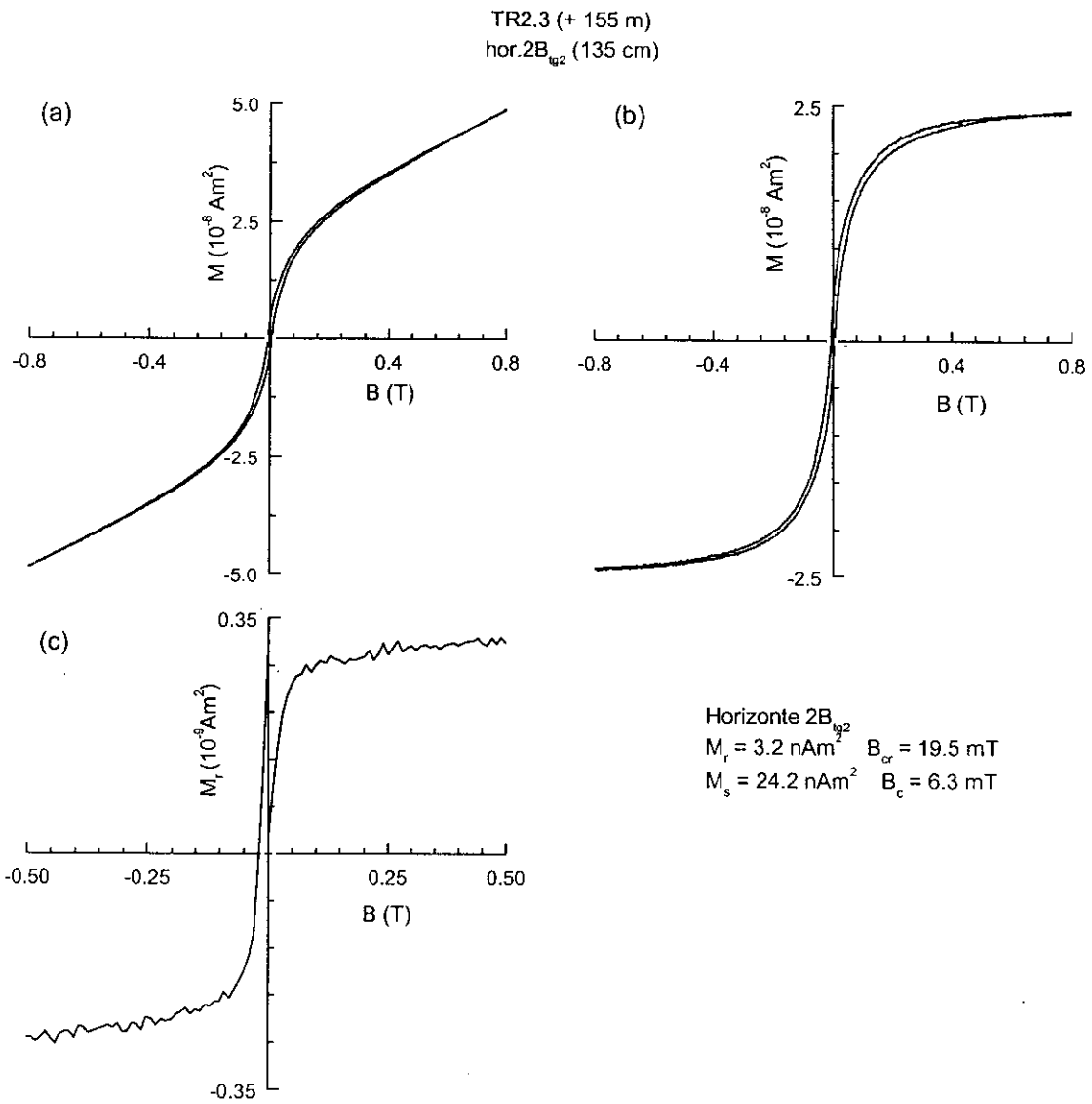


Fig. 7.70: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 128 cm de profundidad en el perfil TR2.2 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (c) Curvas de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para dicha muestra.

minerales ferrimagnéticos. Es posible observar, además, una pequeña fracción de minerales de alta coercitividad contribuyendo a los valores de magnetización.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra comportamiento magnético similar al indicado en el perfil TR2.1, con una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del suelo. Al aumentar la profundidad, la concentración de estos minerales disminuye, mientras que la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD aumenta. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es muy importante en todo el perfil.

7.1.12.- TERRAZA DE + 185 m (perfil TR1.1)

Breve descripción litológica

En esta terraza, la más antigua del Pleistoceno inferior, se muestreó el perfil TR1.1. Este perfil está formado por los horizontes A y E, con un espesor total de 20 cm, el horizonte iluvial B_{tl}, situado entre 20 y 60 cm de profundidad y cuyo límite inferior corresponde con una discontinuidad litológica, el horizonte iluvial 2B_{l2} (60 - 130 cm) y el horizonte 2B_{tk} (130 - 250 cm vista), con acumulaciones de carbonatos.

Los perfiles correspondientes a los parámetros magnéticos χ e IRM a 77 y 293 K muestran un comportamiento similar con la profundidad (Figs. 7.71a, e, f). Se observa un aumento de los valores de los parámetros magnéticos en la parte superior del suelo, una brusca disminución de los mismos entre 50 y 55 cm de profundidad y a partir de ahí, los valores de estos parámetros sufren pequeñas variaciones con la profundidad, salvo a 135 cm donde se observa un máximo de dichos parámetros. A 50 cm de profundidad se observa otro máximo debido a una muy elevada concentración de minerales ferrimagnéticos, tal y como muestran las curvas correspondientes a IRM y la relación IRM₁₀₀/SIRM (Fig. 7.71f, g). Esta acumulación de minerales ferrimagnéticos, superior a la observada en los horizontes eluviales y próxima a la superficie del suelo, en principio, podría deberse a que el suelo, utilizado para agricultura, fue quemado, con lo cual se produjo la creación de una elevada concentración de óxidos de hierro y, posteriormente, los horizontes eluviales fueron removidos y erosionados, lo cual justificaría la disminución de los parámetros magnéticos en el horizonte eluvial respecto dicho máximo.

La curva correspondiente a la relación IRM₁₀₀/SIRM a 293 K (Fig. 7.71g) indica que en los 50

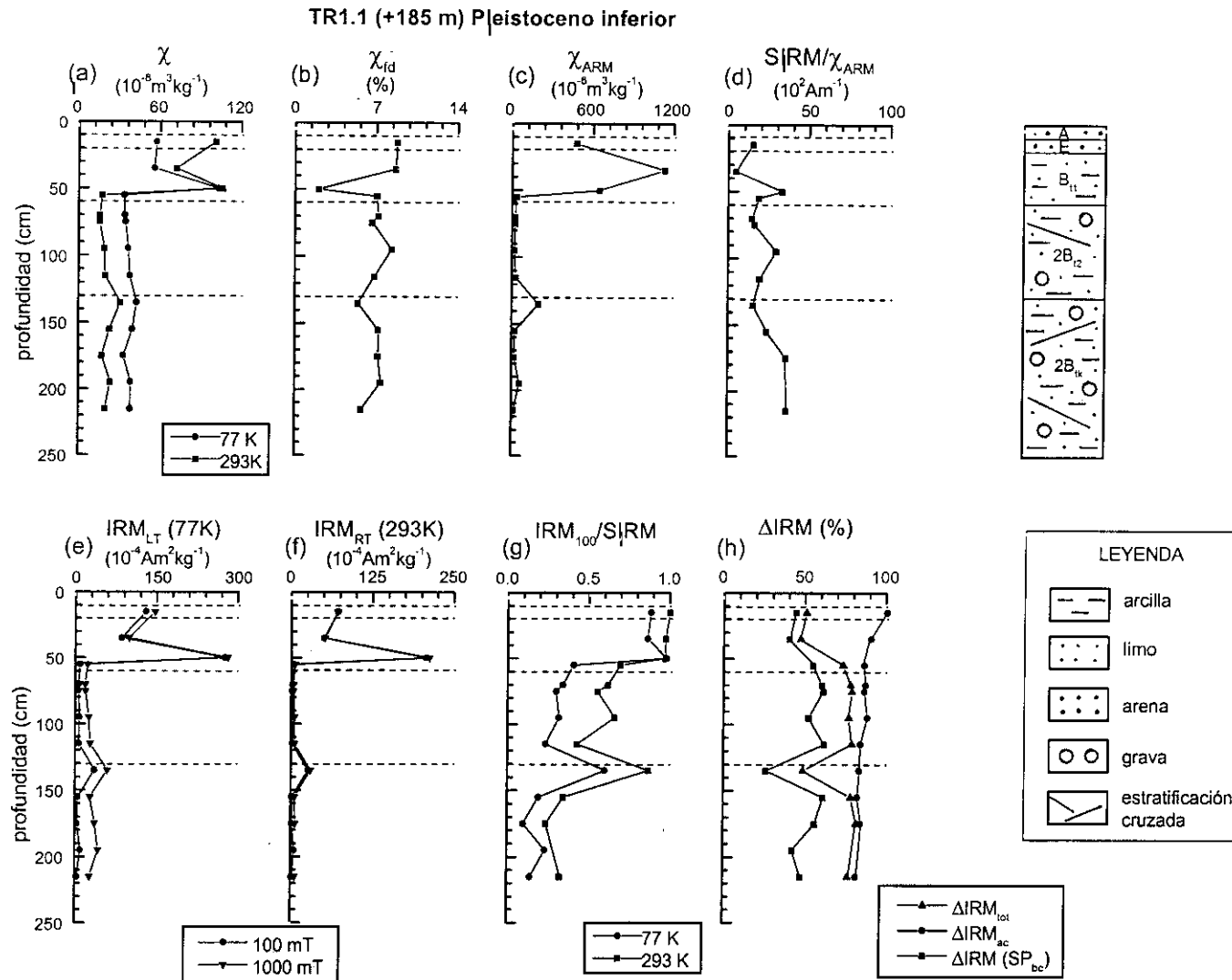


Fig. 7.71: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR1.1, correspondiente a la terraza de + 185 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

cm más superficiales del suelo las muestras están dominadas, casi exclusivamente, por minerales ferrimagnéticos. A partir de 50 cm aumenta rápidamente la concentración de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, la coercitividad de las muestras hasta alcanzar a 115 cm de profundidad donde $IRM_{100}/SIRM$ alcanza el valor de 0.43. A 135 cm se observa disminución brusca de la concentración de minerales antiferromagnéticos y a partir de ahí y hasta el final del perfil vuelve a aumentar. A baja temperatura, dicha relación muestra un aumento en la coercitividad de las muestras respecto a temperatura ambiente, excepto a 50 cm, profundidad a la que la coercitividad es casi similar a temperatura ambiente y a baja temperatura.

Comparando las curvas de χ a diferente temperatura (Fig. 7.71a) se puede conocer la concentración relativa de minerales paramagnéticos respecto a la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP. Estas curvas muestran que la concentración relativa de minerales paramagnéticos es más importante en los horizontes iluviales, a partir de 55 cm de profundidad, que en los horizontes más superficiales.

En cuanto a las variaciones con la profundidad de los minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético, se observa lo siguiente:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, cerca del límite SP/SD, indicada por la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.71b) no es muy elevada en todo el perfil, ya que el valor máximo de dicho parámetro es 8.7 %, para el horizonte eluvial E. A 50 cm de profundidad, coincidiendo con el valor de máxima concentración de minerales ferrimagnéticos la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es mínima, con valor de $\chi_{fd} = 2$ %.
- b) Como ya se indicó en los perfiles anteriores, no es posible conocer a partir de la curva correspondiente a $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.71d) el estado magnético de los minerales ferrimagnéticos dentro del rango SD a temperatura ambiente cuando la concentración de minerales antiferromagnéticos es elevada. Por tanto, sólo se puede indicar el estado magnético de dichos minerales para los horizontes más superficiales (0 – 50 cm). Los granos ferrimagnéticos de las muestras situadas a 15 y 35 cm de profundidad se encuentran en estado SD *fino*, mientras que los granos ferrimagnéticos de la muestra situada a 50 cm pudieran encontrarse en estado SD *grueso*, o incluso PSD, tal y como indica el valor de $SIRM/\chi_{ARM} = 32.8 \cdot 10^2 \text{ Am}^{-1}$ (Fig. 7.71d).
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* aumenta con la profundidad hasta 75 cm, tal y como muestra la curva correspondiente al parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.71h). La concentración de dichos minerales es mínima a 135 cm, coincidiendo con un máximo en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD.

En cuanto a la variación con la profundidad de los minerales antiferromagnéticos, se observa que la concentración de dichos minerales en estado SD es máxima en los intervalos comprendidos entre 55 y 115 cm de profundidad y desde 155 cm y hasta el final del perfil (Fig. 7.71g). El parámetro

ΔIRM (SP_{ac}) (Fig. 7.71h) posee valores máximos en la parte superficial del suelo. En los horizontes iluviales los valores de este parámetro disminuyen ligeramente con la profundidad.

La Fig. 7.72 muestra la relación entre los valores de la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} , indicando que en las dos muestras más superficiales (horizonte E y parte más superficial del horizonte B_{11}) los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino*, próximo al límite SD/SP. En la muestra situada a 50 cm de profundidad los minerales ferrimagnéticos probablemente se encuentren en estado SD grueso o pseudo-dominio (PSD). Para el resto de las muestras, la contribución de minerales antiferromagnéticos dificulta el conocimiento del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos.

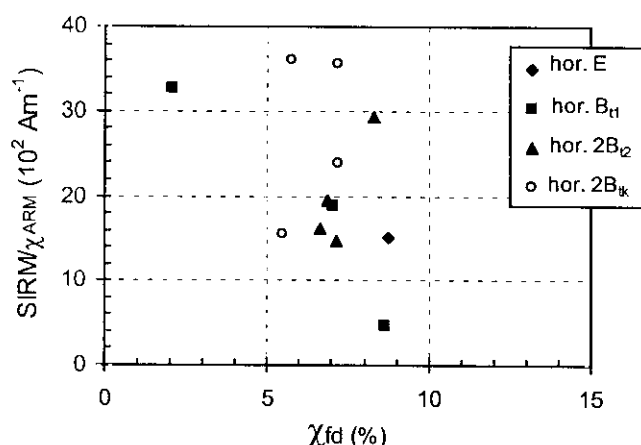


Fig. 7.72: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR1.1.

En la Fig. 7.73 se representan para la muestra situada a 135 cm de profundidad las curvas de adquisición de IRM cuando se aplica el campo a 293 K y se mide la magnetización a dicha temperatura y, posteriormente, a 77 K. Además se representa el valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K y se mide la magnetización a dicha temperatura. Cuando se aplica el campo a 293 K y se mide la magnetización a dicha temperatura es posible saturar la muestra para el campo

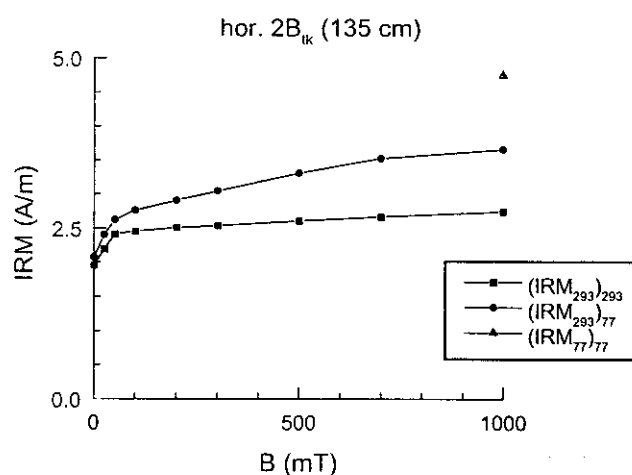


Fig. 7.73: Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas para la muestra situada a 135 cm de profundidad en el perfil TR1.1.

máximo aplicado. Sin embargo, cuando se mide la magnetización a baja temperatura se observa un aumento de la coercitividad remanente, no siendo posible saturar la magnetización para 1000 mT. Esta diferencia de comportamiento al medir la respuesta magnética a diferentes temperaturas se debe, probablemente, a la contribución en la magnetización de una pequeña fracción de goetita de tamaño de grano muy *fino*. El fuerte aumento del valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K y se mide la magnetización a dicha temperatura se debe a la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, a la contribución de goetita en estado SD y también de minerales antiferromagnéticos que se encuentran en estado SP a temperatura ambiente. A partir de este experimento no es posible reconocer si parte de la magnetización se debe también a la contribución de hematites.

Los ciclos de histéresis calculados para la muestra situada a 175 cm (Fig. 7.74) indican que la respuesta magnética se debe tanto a la contribución de minerales ferri- y antiferromagnéticos. La Fig. 7.74b, que muestra el ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética presenta constreñimiento para campos pequeños, además, el ciclo se cierra para campos del orden de 0.7 T, tal y como indica la diferencia entre la magnetización del ciclo ascendente y descendente para campos mayores que cero (ΔM) Fig. 7.74d. En la Fig. 7.74c se muestran las curvas de adquisición de IRM para las muestras situadas a 15 y 175 cm de profundidad. La primera indica que la respuesta magnética se debe únicamente a minerales de baja coercitividad, en cambio, la muestra situada a 175 cm (cuyos ciclos de histéresis se han representado) debe su magnetización tanto a minerales de baja como de alta coercitividad.

Conclusiones

Este perfil de suelo, en su horizonte más superficial, posee una concentración muy elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD de muy baja coercitividad, la cual puede deberse a que el suelo fue quemado. Los horizontes iluviales se caracterizan por una disminución de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, así como por un rápido aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD (fundamentalmente goetita) con la profundidad. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es baja en todo el perfil.

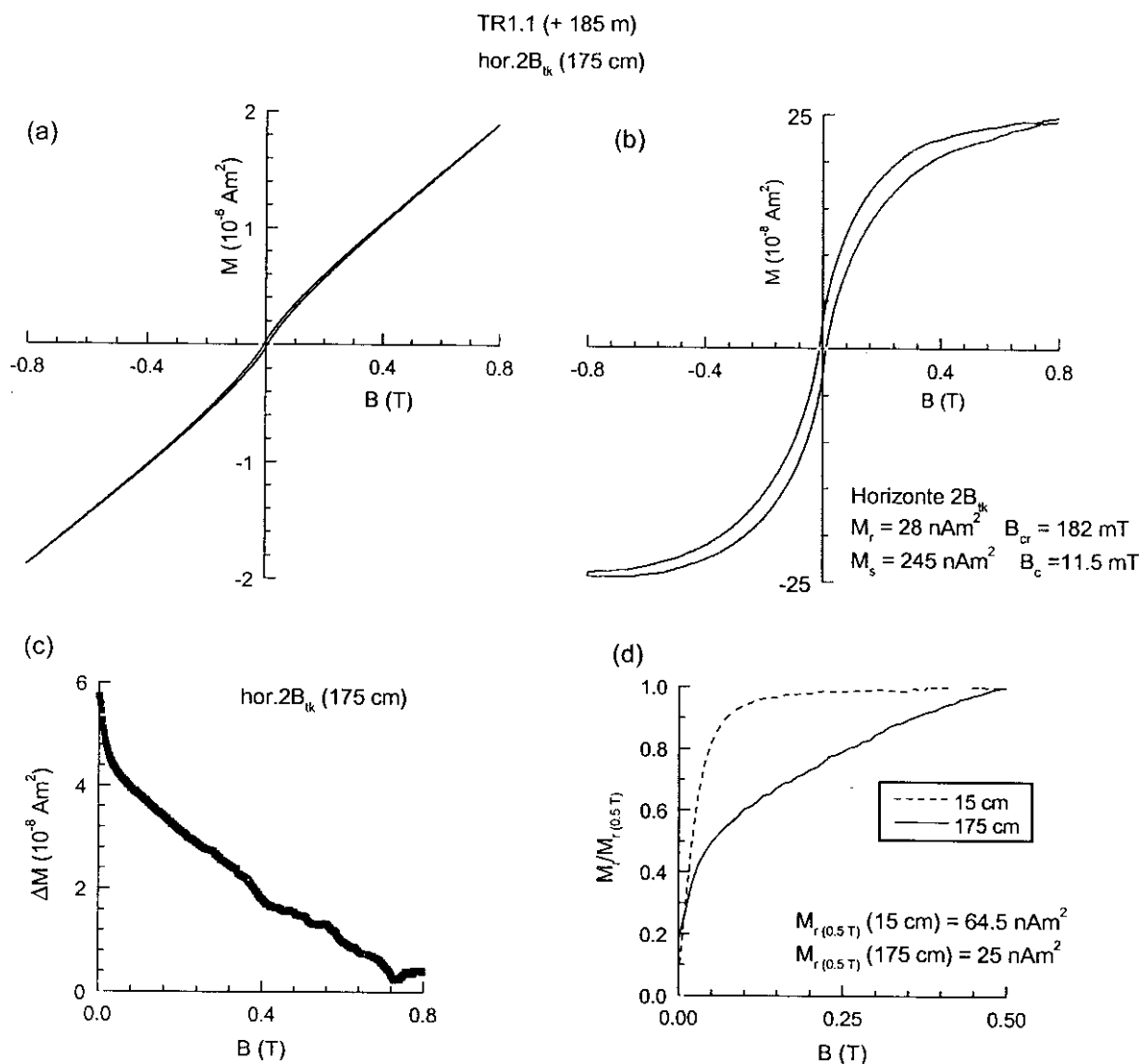


Fig. 7.74: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 185 cm de profundidad en el perfil TR1.1 (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (c) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$, para la muestra situada a 175 cm. (d) Curvas de adquisición de magnetización remanente (M_r) para la aplicación de campo positivo para las muestras situadas a 15 y 175 cm de profundidad.

7.1.13.- PIEDEMONTE DE LA RAÑA DE + 245 - 250 m (perfil TR.R)

Breve descripción litológica

En el piedemonte, correspondiente al Plioceno, próximo al límite Plesitoceno/Plioceno, se muestreó el perfil TR.R, en el cual se han encontrado dos horizontes superficiales A (0 – 10 cm) y E

(10–30 cm). Bajo estos horizontes se sitúan los horizontes iluviales B_{te1} (30–70 cm) y B_{te2} (70–120 cm), observándose en ambos la presencia de nódulos de Fe–Mn. A 120 cm de profundidad se encuentra una discontinuidad litológica y, desde ese nivel hasta el final del perfil, se sitúa el horizonte $2B_{te3}$, también con presencia de nódulos de Fe–Mn y cuya concentración es ligeramente superior a la encontrada en horizontes superiores.

Descripción de los parámetros magnéticos

Los perfiles correspondientes a los parámetros magnéticos χ e IRM, este último a 77 y 293 K (Figs. 7.75a, e y f), poseen comportamiento similar con la profundidad, mostrando un aumento de los valores de dichos parámetros en los horizontes eluviales para disminuir rápidamente en la parte superior de los horizontes iluviales y mantenerse a partir de ahí con valores más o menos constantes al aumentar la profundidad de muestreo hasta 130 cm, profundidad a partir de la cual aumenta ligeramente los valores de dichos parámetros. Este comportamiento con la profundidad indica que en los horizontes superficiales se sitúa la máxima concentración de minerales ferrimagnéticos, la cual disminuye rápidamente con la profundidad. En 50–55 cm se observa también un aumento en la concentración de dichos minerales. La curva de $IRM_{100}/SIRM$ a 293 K (Fig. 7.75g) indica que entre la superficie y 70 cm de profundidad la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales ferrimagnéticos en estado SD, cuya concentración disminuye con la profundidad, tal y como indica la curva de IRM a temperatura ambiente (Fig. 7.75f). A partir de 70 cm y coincidiendo con el límite entre los horizontes B_{te1} y B_{te2} , aumenta con la profundidad la concentración de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, la coercitividad de las muestras, siendo máxima dicha concentración a 185 cm, con valor de $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente de 0.15. Los valores de dicha relación calculados a 77 K indican un aumento en la coercitividad de las muestras a baja temperatura respecto la calculada a temperatura ambiente, siendo máxima también a 185 cm.

La concentración relativa de minerales paramagnéticos es superior en los horizontes iluviales, a partir de 50 cm de profundidad, que en los horizontes A y E y la parte superior del horizonte B_{te1} .

La variación con la profundidad de la concentración de minerales ferrimagnéticos en diferente estado magnético se indica a continuación:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es máxima entre 35 y 50 cm de profundidad, tal y como indica la curva correspondiente al parámetro χ_{fd} (Fig. 7.75b), y es mínima en el intervalo 55–70 cm y en la profundidad máxima de muestreo (190 cm). En general, salvo en el intervalo 35–50 cm, dicha concentración no es muy elevada.
- b) A partir de la relación $SIRM/\chi_{ARM}$ (Fig. 7.75d) se puede estimar el estado magnético de los granos ferrimagnéticos dentro del rango SD tan solo desde 20 hasta 70 cm de profundidad (horizontes E y B_{te1}), ya que en este intervalo la respuesta magnética está dominada por minerales ferrimagnéticos.

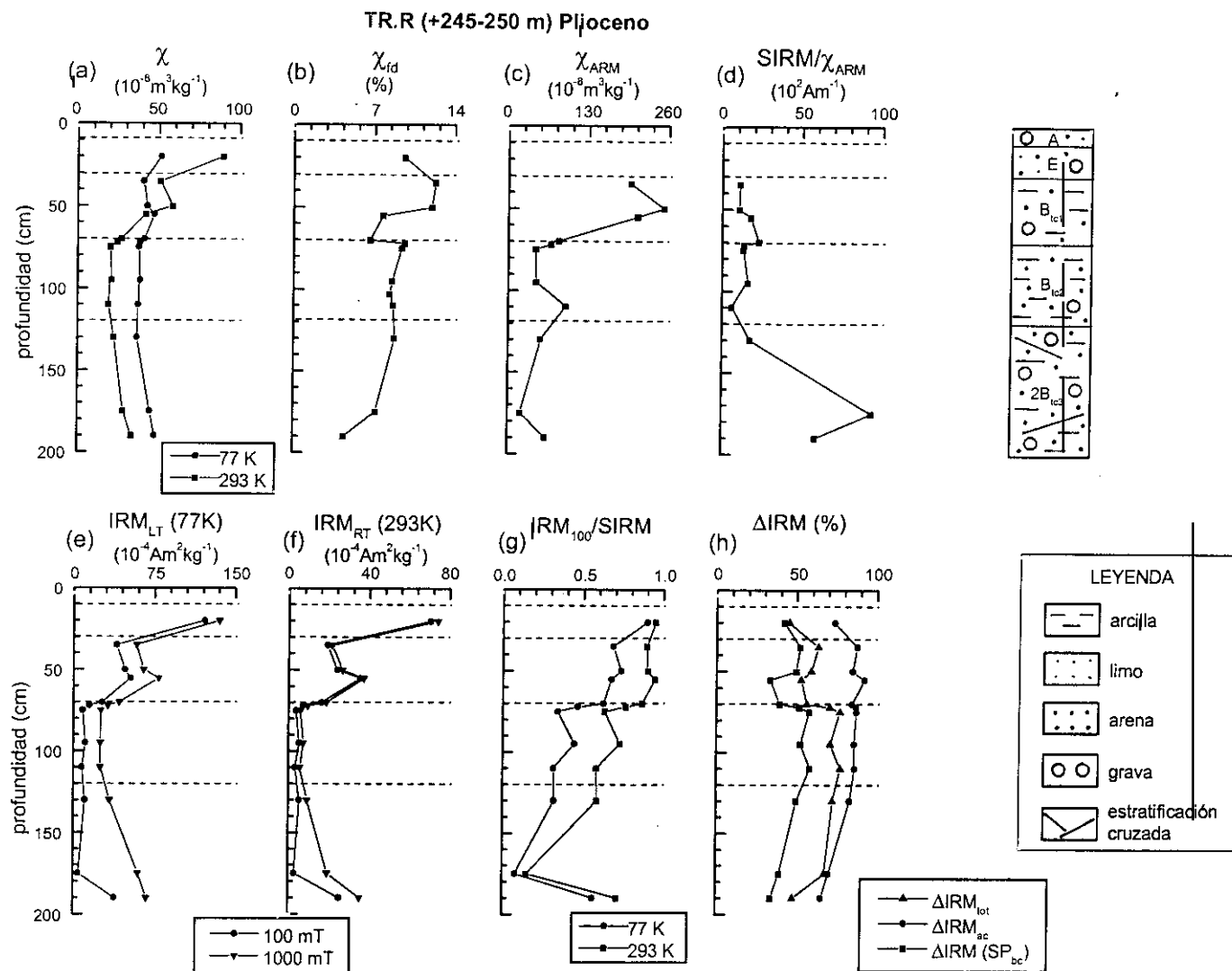


Fig. 7.75: Parámetros magnéticos frente a la profundidad para el perfil TR.R, correspondiente a la terraza de + 245 - 250 m del río Tajo (Pleistoceno inferior).

En general, en estos horizontes los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino*, salvo en la parte inferior del perfil B_{tc1} donde los granos ferrimagnéticos pudieran encontrarse en estado SD *grueso*.

- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 K y 77 K, sufre importantes variaciones con la profundidad, fundamentalmente entre 20 y 75 cm de profundidad, tal y como indica la curva correspondiente al parámetro ΔIRM (SP_{bc}) (Fig. 7.75h). Entre 75 y 110 cm se observa un intervalo en el que la concentración de dichos minerales es máxima en el perfil. La concentración de dichos minerales disminuye con la profundidad desde 130 cm y hasta el final del perfil, coincidiendo, además, con el aumento de la concentración de minerales antiferromagnéticos.

La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD, tal y como se ha indicado anteriormente aumenta con la profundidad desde 70 y hasta 185 cm de profundidad, donde es máxima dicha concentración (Fig. 7.75g). En el horizonte 2B_{tc3}, la respuesta magnética de las muestras está dominada por minerales antiferromagnéticos. El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.75h) posee valores máximos en los horizontes B_{tc1} y B_{tc2} y mínimos en el horizonte eluvial. Este comportamiento se debe tanto a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, como a la contribución de dichos minerales en estado SD, fundamentalmente goetita.

En la Fig. 7.76, en la que se representan los valores de la relación $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ y χ_{fd} , se observa que las muestras más profundas del horizonte 2B_{tc3} poseen valores anómalos de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$, debido a la elevada concentración de minerales antiferromagnéticos. Para las muestras correspondientes al horizonte B_{tc1}, con elevada concentración de minerales ferrimagnéticos, se observa que cuando los valores del parámetro χ_{fd} aumentan, los valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ disminuyen. Las muestras correspondientes a la parte superior de este horizonte son las que poseen una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado viscoso (límite SD/SP).

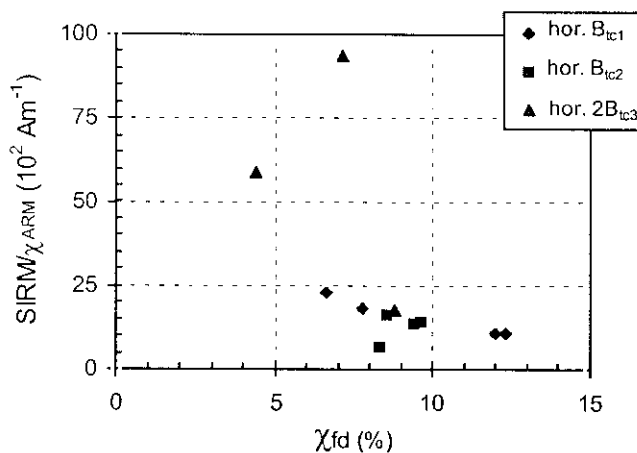


Fig. 7.76: Valores de $\text{SIRM}/\chi_{\text{ARM}}$ frente a χ_{fd} para las muestras correspondientes al perfil TR.R.

En la Fig. 7.77a se representa para la muestra situada a 175 cm de profundidad las curvas de adquisición de IRM cuando se aplica el campo a 293 K y se mide la magnetización a dicha temperatura y, posteriormente, a 77 K. Además, también se representa el valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K y se mide la magnetización a esa misma temperatura. Comparando las dos curvas de adquisición de IRM se observa que no es posible saturarlas para el campo máximo aplicado. El fuerte aumento de los valores de IRM cuando se aplica el campo a 293 K y se mide la magnetización a baja temperatura se debe fundamentalmente a la presencia de goetita en estado SD. La magnetización de saturación de este mineral a baja temperatura aumenta incluso más de tres veces su valor a temperatura ambiente. El aumento del valor de IRM a 1000 mT cuando se aplica el campo a 77 K y se mide la magnetización a dicha temperatura se debe tanto a la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, como a la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y a la contribución de goetita en estado SD. En la Fig. 7.77b se calcula el valor del factor R para la muestra situada a 20 cm de profundidad, a partir de la intersección entre la curva normalizada de adquisición de IRM y la de desimanación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos. Se ha obtenido un valor de R igual a 0.19, indicando una interacción magnética muy fuerte entre los granos ferrimagnéticos en estado SD.

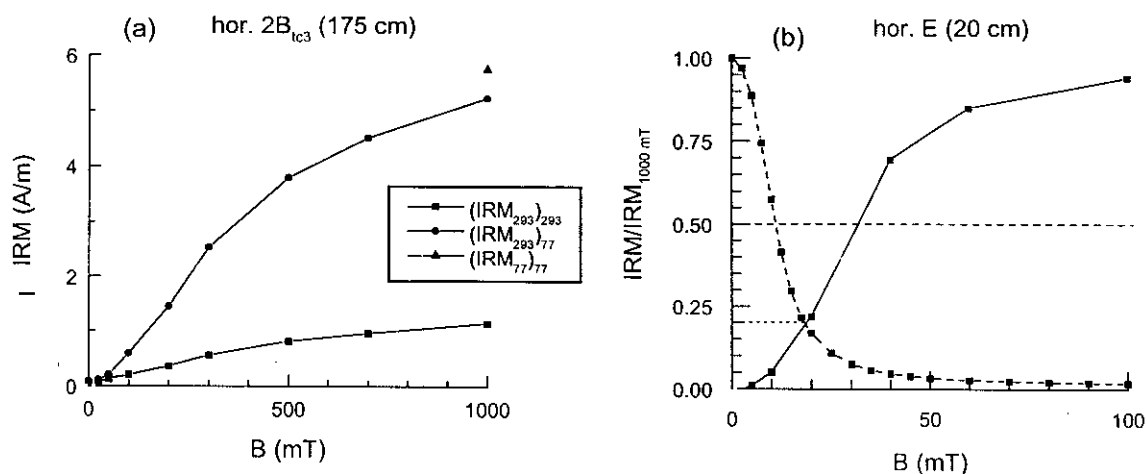


Fig. 7.77: (a) Curvas de adquisición de IRM a diferentes temperaturas para la muestra situada a 175 cm de profundidad en el perfil TR.R. (b) Curvas normalizadas de adquisición de IRM (0 – 800 mT) y de desimanación de IRM_{800mT} por medio de campos alternos (0 – 100 mT) para la muestra situada a 20 cm de profundidad en dicho perfil.

Las curvas de histéresis calculadas para la muestra situada a 175 cm de profundidad se representan en las Figs. 7.78a y b. Estas curvas indican que la respuesta magnética se debe tanto a la contribución de minerales ferrimagnéticos como de antiferromagnéticos. El ciclo de histéresis corregido por la fracción paramagnética (Fig. 7.78b) presenta constreñimiento y no se cierra hasta campos próximos a 1 T, tal y como indica también la diferencia de magnetización entre el ciclo

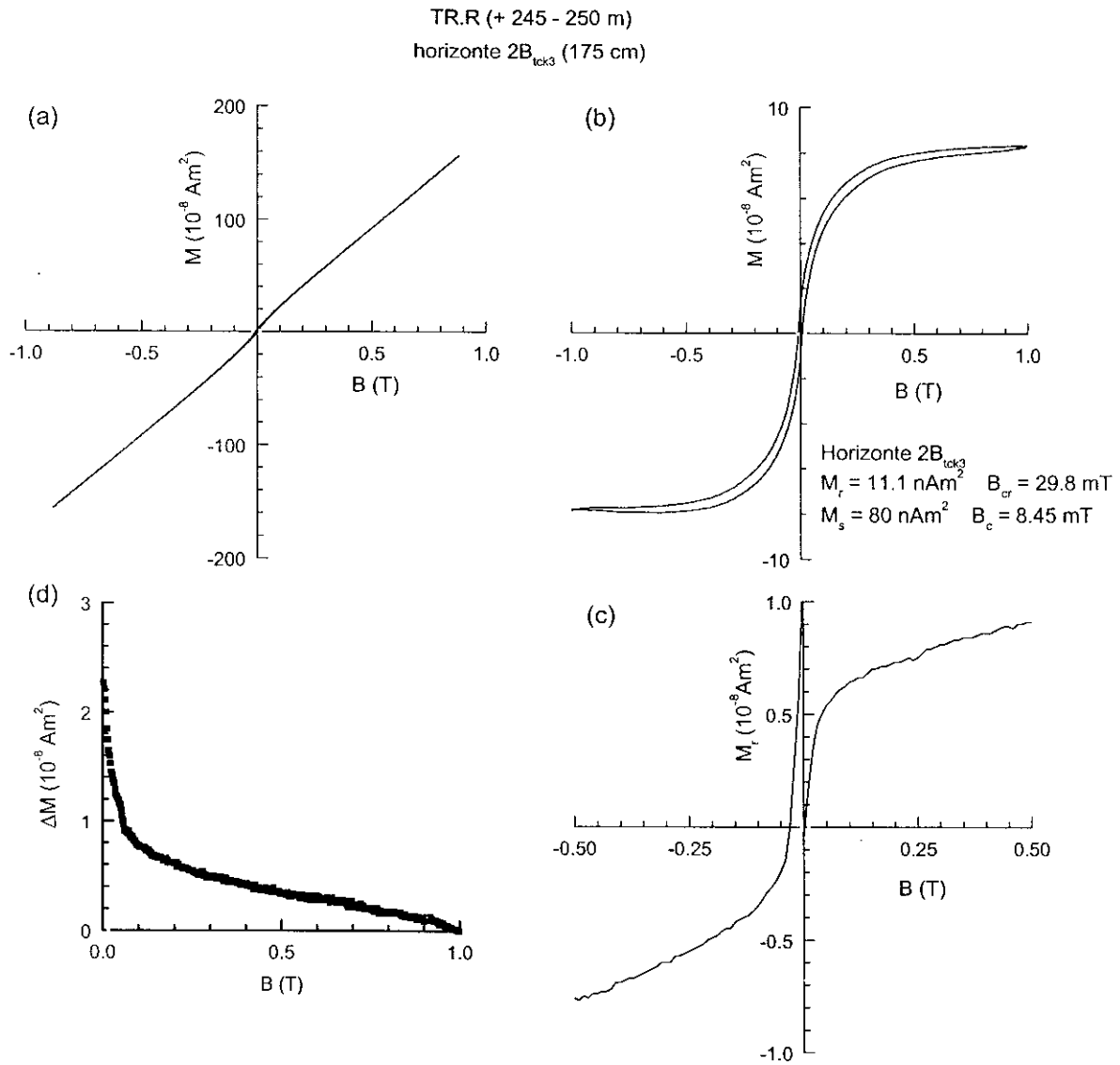


Fig. 7.78: Ciclos de histéresis para la muestra situada a 175 cm de profundidad en el perfil TR.R (a) sin corregir por la fracción paramagnética, (b) corregido por dicha fracción paramagnética. (d) Diferencia entre los valores de magnetización para el ciclo ascendente y descendente cuando $B > 0$ y (c) curvas de adquisición de magnetización remanente (M_r) aplicando campo positivo y, posteriormente, campo negativo para dicha muestra.

ascendente y descendente para campo mayor que cero (ΔM) (Fig.7.78c). La curva de adquisición de IRM (Fig. 7.78d) muestra también la presencia de minerales de alta y baja coercitividad.

Conclusiones

En resumen, este perfil muestra concentración máxima de minerales ferrimagnéticos en estado SD en la parte superior del suelo. Al aumentar la profundidad disminuye la concentración de dichos minerales y aumenta la concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD, fundamentalmente goetita. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es más importante en la parte superior del suelo.

7.2.- EXPERIMENTOS TERMOMAGNÉTICOS

En este sistema de terrazas, los experimentos termomagnéticos realizados consistieron en la medida de la susceptibilidad y de la magnetización con la temperatura desde 20 °C hasta 700 °C. Los experimentos termomagnéticos se realizaron tan solo para las terrazas más antiguas: TR2.1, TR1.1 y TR.R, por lo cual no es posible indicar comportamientos generales en el sistema de terrazas. A continuación se muestran los resultados obtenidos para las terrazas indicadas:

a) Medida continua de la susceptibilidad con la temperatura en el intervalo 20 – 700 °C

Las medidas de susceptibilidad con la temperatura (Fig. 7.79) no se llevaron a cabo en vacío, por lo cual se favorecieron los procesos de oxidación-reducción y, por tanto, transformaciones mineralógicas.

En todas las muestras se observa la creación de magnetita durante el calentamiento, caracterizado por un aumento rápido de χ durante el enfriamiento para temperaturas del orden de 550 °C. En algunos casos como el representado en la Fig. 7.79a, la cantidad de magnetita creada es pequeña, en cambio, en otras muestras como la representada en la Fig. 7.79b se creó una gran cantidad de dicho mineral, ya que las curva de enfriamiento posee valores de χ muy superiores a los de la curva de calentamiento. Las curvas representadas en las Figs. 7.79a y b, poseen comportamiento similar de χ con la temperatura. Los valores de χ en las curvas de calentamiento disminuyen ligeramente al aumentar la temperatura hasta 275 – 285 °C, a partir de la cual se observa una disminución progresiva de dicho parámetro hasta temperaturas del orden de 550-575 °C. Este comportamiento está asociado con la desaparición de magnetita. En la Fig. 7.79c se representa la muestra correspondiente a TR.R, en la cual se observa un aumento lento de χ con la temperatura desde temperatura ambiente hasta 250 °C,

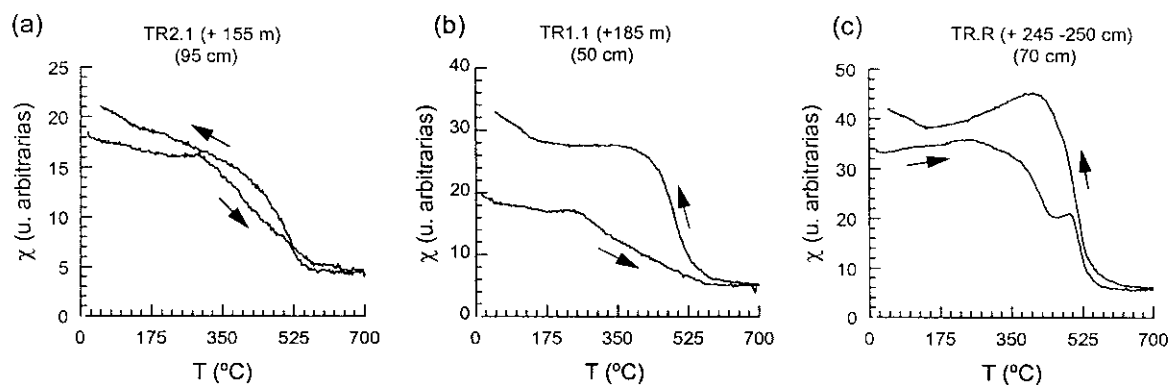


Fig. 7.79: Curvas de variación de la susceptibilidad (χ) en función de la temperatura en el intervalo 20 – 700 °C durante los ciclos de calentamiento y enfriamiento para las muestras situadas en (a) perfil TR2.1 (95 cm de profundidad), (b) perfil TR1.1 (50 cm de profundidad) y (c) perfil TR.R (70 cm de profundidad).

a partir de la cual comienzan a disminuir los valores de la susceptibilidad. Entre 450 y 475 °C se observa una caída rápida de χ y a partir de 475 °C se observa un aumento de χ , con la temperatura, observándose un máximo a 500 °C. A 550 °C el valor de la susceptibilidad se hace cero (desaparición de la magnetita). El máximo observado a 500 °C se debe, por una parte, al “efecto Hopkinson” para la magnetita, el cual produce picos de χ a temperaturas próximas a su temperatura de Curie y, por otra parte, a la creación de magnetita a partir de minerales de arcilla.

b) *Medida continua de la magnetización de saturación con la temperatura en el intervalo 20 - 700 °C*

Estos análisis de temperatura de Curie se realizaron en aire y sin separación magnética previa, con lo cual, debido a la elevada concentración de minerales paramagnéticos en las muestras en la mayoría de los casos fue imposible realizar estos experimentos. En la Fig. 7.80 se muestran dos ejemplos de dichos análisis. La curva correspondiente a TR1.1 (Fig. 7.80a) muestra una sola fase magnética cuya temperatura de Curie es de aproximadamente 575 °C, además, la curva de calentamiento coincide con la de enfriamiento, de manera que en el calentamiento no se crean nuevos minerales magnéticos. Este comportamiento puede ser debido a que la muestra, que corresponde al horizonte más superficial del suelo, había sido previamente calentada a temperaturas muy elevadas (suelo quemado), de manera que se creó un elevado contenido de magnetita de manera que, cuando se calentó la muestra otra vez en el laboratorio no se observa la creación de magnetita.. En la Fig. 7.80b se representa una muestra correspondiente al perfil TR8.1, en la que la fracción paramagnética es importante. La curva de magnetización en el proceso de calentamiento disminuye de manera continua con la temperatura hasta temperaturas próximas a 600 °C (temperatura de Curie de la magnetita). Esta disminución progresiva de la magnetización con la temperatura se debe al elevado contenido de minerales paramagnéticos en la muestra.

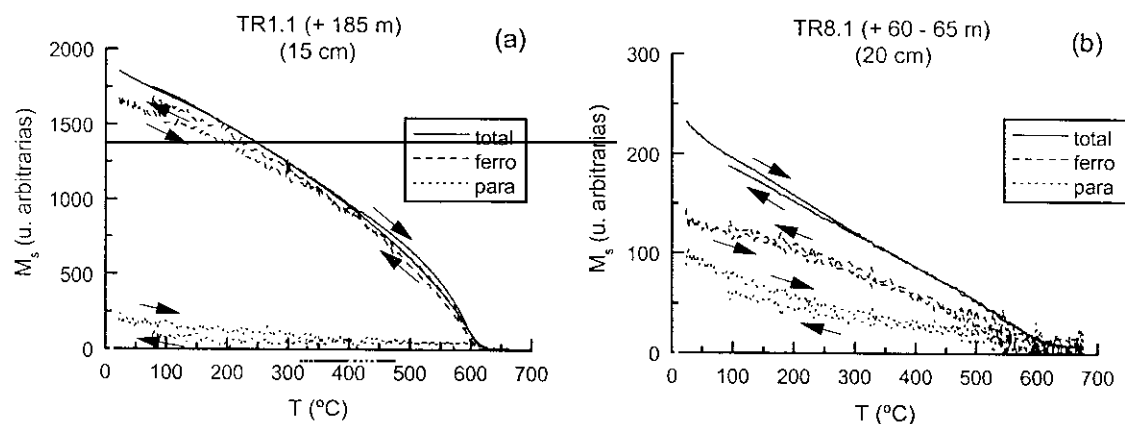


Fig. 7.80: Magnetización de saturación (M_s) en función de la temperatura en el intervalo 20 – 700 °C durante los ciclos de calentamiento y enfriamiento para las muestras situadas en (a) perfil TR1.1 (15 cm de profundidad) y (b) perfil TR8.1 (20 cm de profundidad).

7.3.- DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

7.3.1.- ANÁLISIS DE LOS CICLOS DE HISTÉRESIS

En este sistema de terrazas, el número de muestras a las que se realizaron medidas de ciclos de histéresis fue mucho menor que en los otros dos sistemas de terrazas. La contribución de minerales paramagnéticos se obtiene a partir de la pendiente de los ciclos de histéresis para campos muy elevados. En las terrazas más jóvenes, la contribución de estos minerales es superior en los horizontes superficiales (A_p y/o E) que en el horizonte C_k . En las terrazas más antiguas, las muestras situadas en los horizontes $2B_{ik}$, son las que poseen una mayor contribución de minerales paramagnéticos. Los ciclos de histéresis corregidos por la fracción paramagnética se pueden clasificar según dos tipos diferentes:

1.- Tipo I: se trata de ciclos de histéresis no constreñidos, bien cerrados para campos inferiores a 0.3 T y en los que no se observa la presencia de minerales con alta coercitividad (Fig. 7.81a). Dependiendo del estado magnético de los minerales ferrimagnéticos, dichos ciclos serán más o menos estrechos y cuadrados para campos pequeños. Por tanto, una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD muy *fino* y en estado SP, próximos al límite SP/SD producirán ciclos muy estrechos y bien cuadrados puesto que los valores de coercitividad son muy pequeños, saturándose la muestra para campos muy bajos. A este tipo de ciclos de histéresis corresponden la mayoría de los ciclos representados en el capítulo, y especialmente los correspondientes a las terrazas más jóvenes, y estos son los mostrados en las siguientes figuras: Fig. 7.3 (TR12, horizontes C y A), Fig. 7.7 (TR11, horizonte B_i), Fig. 7.10 (TR10.1, horizonte A), Fig. 7.17 (TR9.1, horizontes C_{km} y C_{kl}), Fig. 7.20 (TR8.1, horizontes A_p y C_{kl}), Fig. 7.24 (TR8.2, horizontes A_p y C_{kml}), Fig. 7.30 (TR7.2, horizonte C_k), Fig. 7.33 (TR7.4, horizontes A y E), Fig. 7.37 (TR7.5, horizontes E y $2B_{ik}$), Fig. 7.40 (TR6.1, horizonte $2B_{ikl}$), Fig. 7.53 (TR3.1, horizonte C_k), Fig. 7.57 (TR3.2, horizontes $E(A_p)$ y $2B_{ickl}$), Fig. 7.61 (TR3.3, horizontes E y $2B_{ik}$) y Fig. 7.70 (TR2.3, horizonte $2B_{ig2}$). La muestra correspondiente al horizonte $2B_{ickl}$ del perfil TR3.2 (Fig. 7.57) pudiera tener algo de constreñimiento para campos pequeños, sin embargo, debido a problemas de cierre (deriva del aparato de medida) no puede determinarse con seguridad. Por otra parte, la muestra correspondiente a $2B_{ig2}$ del perfil TR2.3 (Fig. 7.70), aunque en principio no presenta constreñimiento, el ciclo de histéresis no se cierra completamente hasta campos superiores a 0.4 T, lo cual, en principio pudiera indicar la presencia de una pequeña fracción de minerales antiferromagnéticos.

2.- Tipo II: se trata de ciclos de histéresis constreñidos y que se cierran ($\Delta M = 0$) para campos muy elevados, en algunos casos próximos a 1 T (Fig. 7.81b). Este comportamiento indica que la respuesta magnética de la muestra se debe a una mezcla de minerales de alta y de baja coercitividad. Este tipo de ciclos de histéresis se ha observado en los horizontes $2B_{ik}$ de las terrazas más antiguas y siempre a profundidades superiores a 125 cm. Corresponden a este tipo de ciclos los representados en las figuras:

Fig. 7.67 (TR2.2, horizonte $2B_{\text{tck}}$), Fig. 7.73 (TR1.1, horizonte $2B_{\text{tk}}$) y Fig. 7.76 (TR.R, horizonte $2B_{\text{tck3}}$). El parámetro de histéresis B_{cr} , puesto que se calculó después de aplicar un campo de saturación $B_s = 0.5 \text{ T}$, no muestra la contribución de la fracción de alta coercitividad, a pesar de que es claramente visible, tanto en los ciclos de histéresis, como en las curvas de adquisición de IRM.

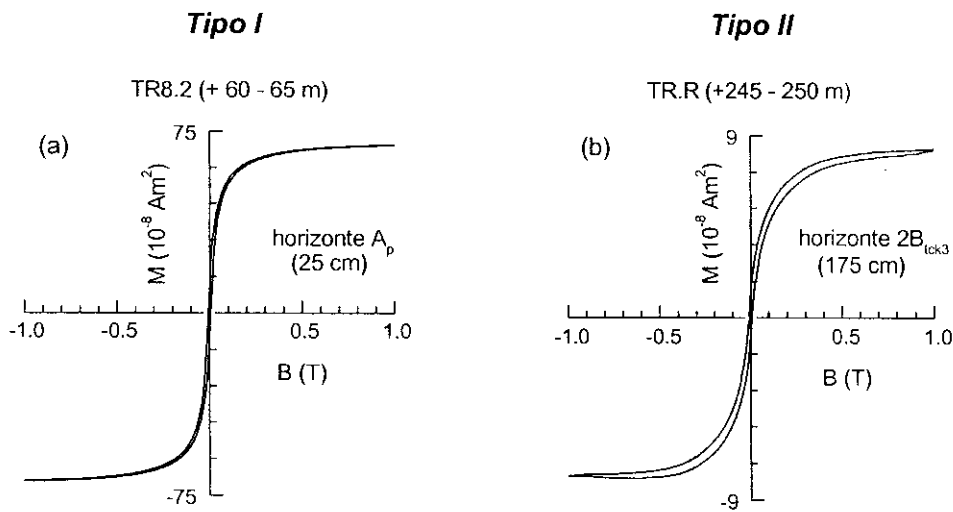


Fig. 7.81: Tipos de ciclos de histéresis característicos de las muestras de suelos del sistema de terrazas del río Tajo. (a) ciclo de histéresis no constreñido, (b) ciclo constreñido y que cierra para campos superiores a 0.5 T.

7.3.2.- ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE PARÁMETROS MAGNÉTICOS FRENTE A LA PROFUNDIDAD

Los perfiles de los parámetros magnéticos χ , IRM medida a 293 y 77 K han permitido diferenciar comportamientos distintos de estos parámetros según horizontes en los suelos, permitiendo establecer, al igual que en los otros sistemas de terrazas, diferentes horizontes magnéticos. En general, debido a la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP y, en algunos casos, de minerales paramagnéticos, el parámetro magnético que ha permitido diferenciar con mayor claridad los horizontes magnéticos ha sido IRM medida a ambas temperaturas (293 y 77 K). Las características generales de estos horizontes se indican a continuación:

1) Horizonte de aumento de los parámetros magnéticos:

La magnetización remanente isoterma muestra, en todos los perfiles, aumento de dicho parámetro en el horizonte más superficial del suelo. En algunos casos, debido a la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP en los horizontes inferiores, no es posible observar dicho aumento en la susceptibilidad. Este horizonte magnético está constituido por el

horizonte A y/o E y por la parte superior del horizonte B. En general, se caracteriza por:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos es superior que en el resto de los horizontes del perfil. Dichos minerales ferrimagnéticos se encuentran, en la mayoría de los perfiles, en estado SD *fino* y superparamagnético cerca del límite SP/SD.
- b) La concentración de minerales antiferromagnéticos a temperatura ambiente, tal y como indica la relación $IRM_{100}/SIRM$ es muy baja en todos los perfiles. Los valores de esta relación es siempre superior a 0.83, correspondiendo este valor mínimo para el perfil TR3.2.
- c) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, lejos del límite SP/SD, que en primera aproximación viene indicada por el parámetro $\Delta IRM (SP_{bc})$, es menor en este horizonte que los otros horizontes de los suelos.

2) Horizonte B estable:

Bajo el *horizonte de aumento* se observa que los valores de los parámetros magnéticos disminuyen de manera brusca en la parte superior del horizonte B para, a partir de cierta profundidad adquirir valores que se mantendrán prácticamente constantes al aumentar la profundidad. Este horizonte magnético corresponde a la parte del horizonte B en la que no se observan variaciones significativas de los valores de los parámetros magnéticos con la profundidad. En este sistema de terrazas, establecer dicho horizonte no ha resultado sencillo debido a las siguientes razones: a) el muestreo, a diferencia de los otros ríos, en éste no se realizó con gran detalle, b) en algunos perfiles, tales como TR12.1 y TR10.1, los suelos fueron enterrados por aportes posteriores a la formación del suelo, c) en algunos perfiles como TR9.2 y TR8.1 el horizonte B tiene poco espesor, no pudiéndose apreciar el *horizonte B estable*, d) las acumulaciones de óxidos de hierro en el horizonte B las cuales aumentan los valores de los diferentes parámetros magnéticos.

Este horizonte se caracteriza principalmente por:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es menor que en el *horizonte de aumento*, tal y como indican los valores de IRM a temperatura ambiente y, en la mayoría de los suelos, también los valores de χ .
- b) Los minerales ferrimagnéticos se encuentran en estado SD *fino* (próximos al límite SP/SD) y, salvo para la mayoría de las terrazas más antiguas (TR.R - TR4.1) la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, próximos al límite SP/SD (tal y como muestra el parámetro χ_{fd}) es mayor en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.
- c) La concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SD y, por tanto, la coercitividad de las muestras, en este horizonte es mayor que en el *horizonte de aumento*.
- d) La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, tal y como indica el parámetro $\Delta IRM (SP_{bc})$ es mayor en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.

3) Horizonte C estable

El horizonte C solo ha sido posible muestrearlo en los perfiles de las terrazas más jóvenes (TR12.1 - TR7.2) y en TR3.1. En general, las características más importantes de este horizonte son:

- a) La concentración de minerales ferrimagnéticos es menor en este horizonte que en los *horizontes de aumento* y *B estable*, de manera que los valores de IRM y χ en este horizonte son mínimos.
- b) La concentración de minerales antiferromagnéticos es baja en este horizonte. Sin embargo es más elevada en este horizonte que en los demás horizontes del suelo.
- c) No se puede establecer un criterio respecto a la concentración de granos ferrimagnéticos SP cerca del límite SP/SD, tan solo indicar que, en general, es elevada.

7.3.3.- VARIACIÓN DE LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS CON LA EDAD

Se han calculado en cada perfil de suelo, tal y como se indica en los otros sistemas de terrazas, los valores medios de los parámetros χ , SIRM medida a 293 y 77 K, $IRM_{100}/SIRM$ (293 y 77 K) y ΔIRM , para cada uno de los horizontes magnéticos definidos: *horizonte de aumento* (subíndice En), *horizonte B estable* (subíndice Bs) y *horizonte C estable* (subíndice C). Estos valores medios se han representado en función de la altura de la terraza respecto al nivel actual del río para conocer, en primera aproximación, cual ha sido la evolución de estos parámetros con el tiempo Figs. 7.82, 7.83 y 7.84.

En la Fig. 7.82 (a, b y c) se representan los valores medios de χ , SIRM medida a 293 y 77 K frente a la altitud de las terrazas sobre el nivel actual del río (edad). En algunas terrazas se han muestreado más de un perfil de suelo, observándose que en la mayoría de ellas existen diferencias entre los valores de los parámetros magnéticos y, probablemente, diferencias locales de desarrollo de los suelos. Comparando estas gráficas se observa:

- a) En algunos perfiles, especialmente en las terrazas más jóvenes, la concentración de minerales paramagnéticos y ferrimagnéticos en estado SP, próximo al límite SP/SD es tan elevada en el horizonte B, que los valores de χ son inferiores en el *horizonte de aumento* que en dicho horizonte, no pudiendo distinguir a partir de este parámetro dicho *horizonte de aumento*. Este es el caso de los perfiles TR9.1, TR7.4 y TR7.5 (Fig. 7.82a).
- b) En todos los perfiles, los parámetros $SIRM_{RT}$ y $SIRM_{LT}$ (medidas a 293 y 77 K, respectivamente) muestran un *horizonte de aumento* bien diferenciado del *horizonte B estable*, y en las terrazas jóvenes, del *horizonte C estable* también (Figs. 7.82 y c), indicando que la concentración de minerales ferrimagnéticos es máxima en los horizontes de aumento. Por otra parte, las variaciones que sufren los valores de $SIRM_{RT}$ y $SIRM_{LT}$ con la edad en el *horizonte de aumento* son siempre superiores a las observadas para el *horizonte B estable*.

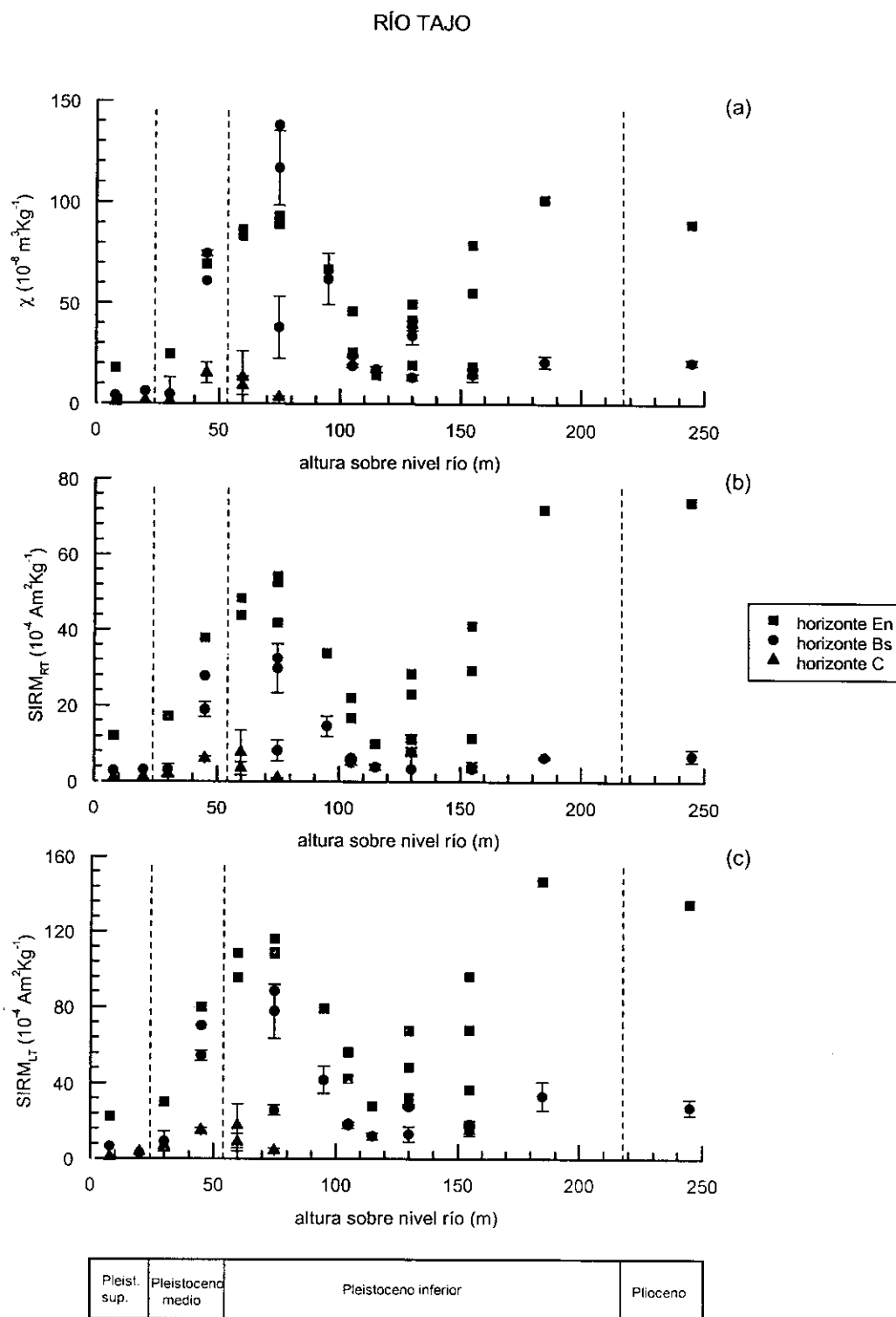


Fig. 7.82: Valores medios de los parámetros magnéticos (a) susceptibilidad medida a baja frecuencia (χ) y magnetización remanente isotermal de saturación para (b) temperatura ambiente (293 K) (SIRM_{RT}) y (c) temperatura del nitrógeno líquido (77 K) (SIRM_{LT}) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río Tajo (edad).

- c) En el *horizonte de aumento*, los valores de χ , $SIRM_{RT}$ y $SIRM_{LT}$ incrementan con la edad desde la terraza más joven TR12 (+ 7 - 9 m) hasta la terraza TR7 (+ 75 - 80 m). A partir de esta terraza disminuyen los valores al aumentar la edad, de manera que estos parámetros magnéticos alcanzan un valor mínimo en el *horizonte de aumento* para la terraza TR4 (+ 115 - 120 m). Desde esta terraza y hasta el piedemonte de la raña, TR.R, situada a + 245 m, los valores de dichos parámetros vuelven a aumentar con la edad. Este comportamiento indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos en el *horizonte de aumento* sufre variaciones con la edad, y posee valores máximos en las terrazas TR8 y TR7 y en las terrazas más antiguas del sistema (TR1 y TR.R) y mínimos en las terrazas más jóvenes (TR12 y TR11) y en la terraza TR4.
- d) Los valores de χ , $SIRM_{RT}$ y $SIRM_{LT}$ para el *horizonte C estable* sufren pequeñas variaciones con la edad, siendo los valores correspondientes a este horizonte mínimos en todos los perfiles. Por tanto, la concentración de minerales ferrimagnéticos es mínima en este horizonte, respecto a los horizontes de aumento y B estable.
- e) Si se comparan las curvas de $SIRM_{RT}$ y $SIRM_{LT}$ se observa que todos los valores de SIRM aumentan al disminuir la temperatura en todos los horizontes de los suelos. Este comportamiento se debe a la contribución a la magnetización medida a 77 K de granos ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP. Además, en los suelos más antiguos en el *horizonte B estable* también contribuye, a dicha temperatura, goetita en estado SD, ya que su magnetización espontánea aumenta fuertemente a baja temperatura.

Las curvas de $IRM_{100}/SIRM$ calculadas para 293 y 77 K (Figs. 7.83a y b, respectivamente) indican la contribución a los valores de magnetización de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, informa acerca de la coercitividad remanente media de los horizontes de aumento, B estable y C estable en cada uno de los perfiles de suelo y la evolución de dicho parámetro con la edad. Comparando estas figuras se observa:

- a) Los valores de $IRM_{100}/SIRM$ son inferiores a baja temperatura (77 K) que a temperatura ambiente indicando un aumento en la contribución de minerales antiferromagnéticos y, por tanto, de la coercitividad en todos los horizontes de los suelos al disminuir la temperatura.
- b) Los horizontes de aumento son los que poseen valores máximos de $IRM_{100}/SIRM$ a ambas temperaturas y, por tanto, la magnetización en dichos horizontes está dominada por minerales ferrimagnéticos.
- c) A temperatura ambiente (293 K) los valores de la relación $(IRM_{100}/SIRM)_{RT}$ sufren pequeñas variaciones con la edad, oscilando entre 0.83 y 1.00. Sin embargo, a baja temperatura, las variaciones son más importantes, oscilando $(IRM_{100}/SIRM)_{LT}$ entre 0.55 y 0.90.
- d) El *horizonte B estable* muestra un comportamiento claramente diferenciado entre las terrazas más jóvenes, TR12 - TR6, y las terrazas más antiguas, TR5 - TR.R, tanto a temperatura ambiente como a baja temperatura. La respuesta magnética de las muestras correspondientes a los *horizontes B estables* de las terrazas situadas en el intervalo TR12 - TR6 está dominada fundamentalmente por

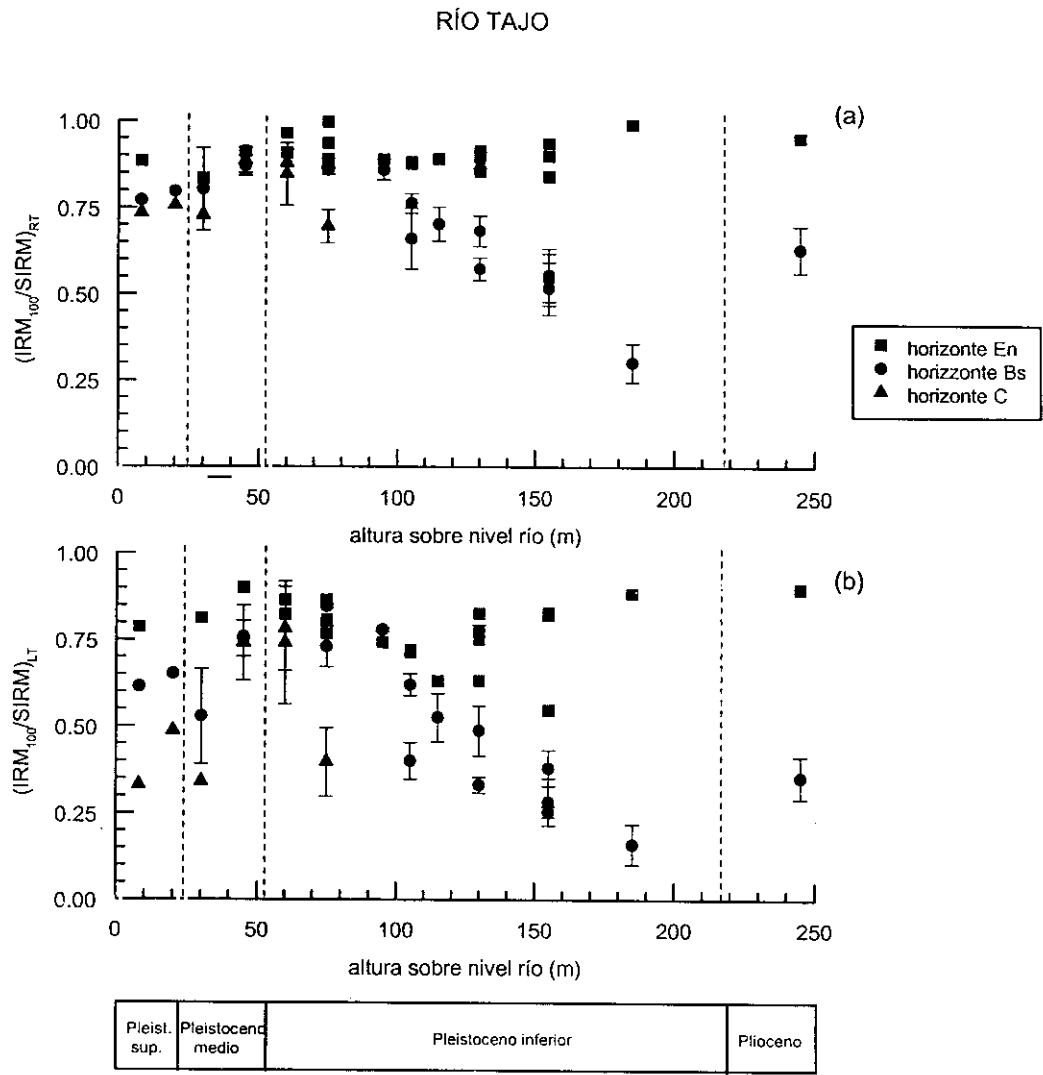


Fig. 7.83: Valores medios de la relación entre $IRM_{100}/SIRM$ para (a) temperatura ambiente (293 K) y (b) baja temperatura (77 K) para cada horizonte magnético de cada suelo en función de la altura sobre el nivel actual del río Tajo (edad).

- e) minerales ferrimagnéticos. En cambio, a partir de la terraza TR5 y hasta el piedemonte TR.R, la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD en los *horizontes B estables* es muy importante, aumentando, además, con la edad, desde TR5 hasta TR1. Por otra parte, la coercitividad de las muestras aumenta al disminuir la temperatura en todos los perfiles.
- f) En los *horizontes C estables*, muestreados en las terrazas más jóvenes (TR12-TR7), la contribución de minerales antiferromagnéticos a temperatura ambiente es mayor que en los horizontes de aumento y B estable de esas mismas terrazas. La coercitividad remanente de las muestras de este horizonte aumenta al disminuir la temperatura.

En la Fig. 7.84 se representan las diferencias relativas de IRM a diferentes campos y diferentes temperaturas (293 y 77 K).

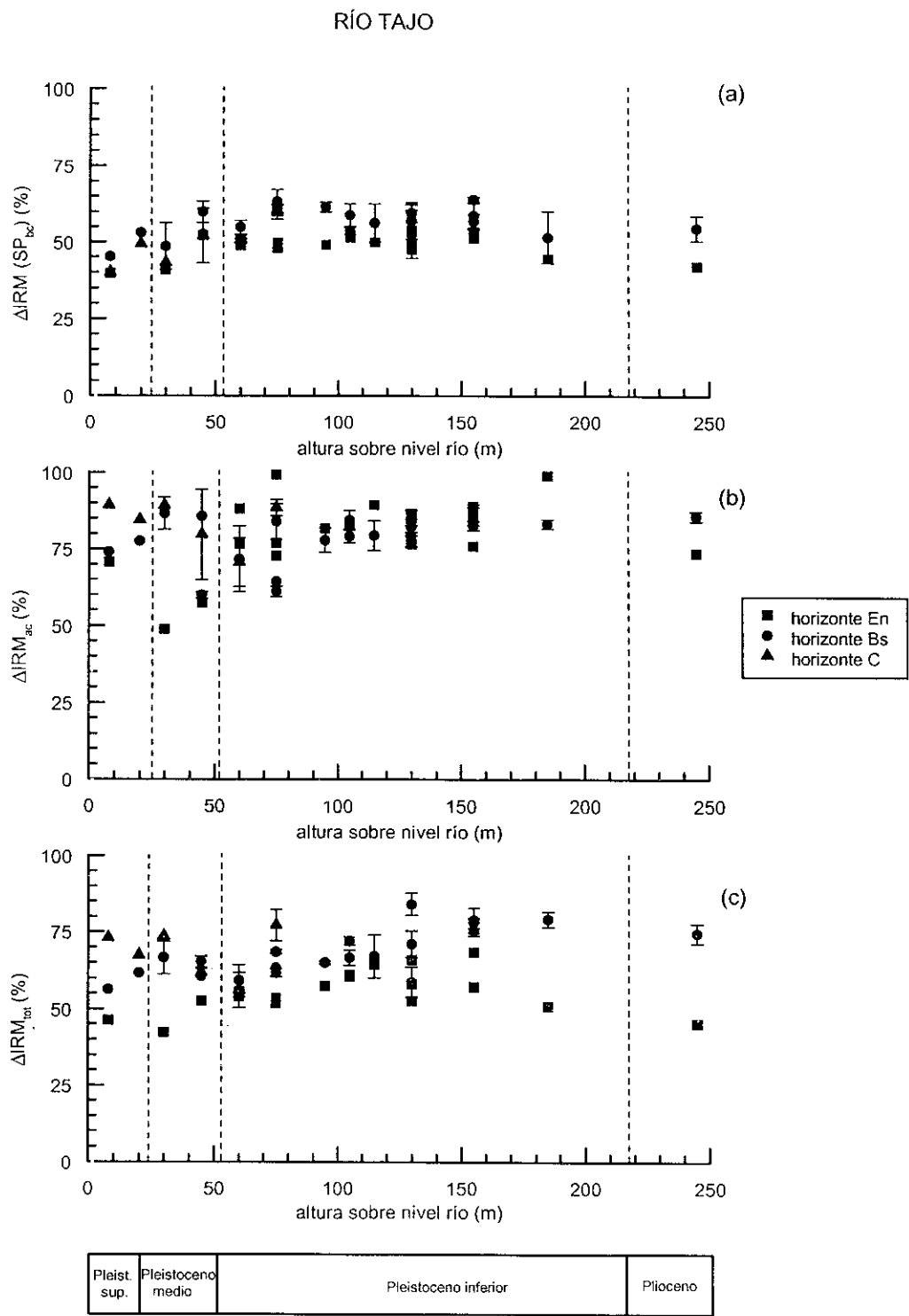


Fig. 7.84: Variación con la altura sobre el nivel actual del río Tajo (edad) de los valores medios de los parámetros magnéticos que relacionan los valores de IRM a diferentes campos y temperaturas. Dichos parámetros son indicativos de (a) concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP, (b) concentración total de minerales antiferromagnéticos, (c) variación con la temperatura de la magnetización remanente isoterma total.

El parámetro $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$ (Fig. 7.84a), indica la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K (SP *fino*). Los valores calculados para este parámetro en el *horizonte B estable* son superiores en todos los perfiles que los calculados para el *horizonte de aumento* y, en su caso, también que el *horizonte C estable*. Los valores del parámetro $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$ en el *horizonte B estable* son máximos en la terraza TR7 (la cual posee valores máximos de χ e IRM) y mínimos en las terrazas más antiguas (TR1 y TR.R) y en las más jóvenes (TR12 - TR10).

El parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 7.84b), indicativo de la contribución total de minerales antiferromagnéticos, muestra un comportamiento mucho más complejo que el observado en el parámetro anterior. En las terrazas más jóvenes, correspondientes al Pleistoceno superior y medio, los valores de ΔIRM_{ac} son máximos para el *horizonte C estable* y el *horizonte B estable* posee valores superiores al *horizonte de aumento*. En cambio, en las terrazas más jóvenes del Pleistoceno inferior, TR8 - TR6, dicho parámetro posee valores superiores en el *horizonte de aumento* que en el *horizonte B estable*. En las terrazas más antiguas (TR5 - TR.R), en las que se ha observado una contribución elevada de minerales antiferromagnéticos, los valores de ΔIRM_{ac} en el *horizonte B estable*, en algunos casos es superior al valor obtenido del mismo parámetro en el *horizonte de aumento* y en otros casos es inferior.

La Fig. 7.84c muestra la variación de SIRM ($\text{IRM}_{1000\text{mT}}$) medida a baja temperatura respecto a temperatura ambiente (parámetro ΔIRM_{tot}). Este parámetro indica la contribución total de minerales ferri- y antiferromagnéticos en estado SD y SP que aumentan el valor de la magnetización a 77 K, respecto al calculado a temperatura ambiente. Se observa que los valores de dicho parámetro son en todos los perfiles, superiores en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*, debido, probablemente a que la contribución de minerales antiferromagnéticos en estado SD que varían el valor de la magnetización a baja temperatura es superior en el *horizonte B estable*.

7.4.- CONCLUSIONES

En todos los suelos correspondientes al sistema de terrazas del río Tajo, las curvas de magnetización remanente isoterma a temperatura ambiente (IRM_{RT}) y, en la mayoría de los perfiles, también la susceptibilidad magnética (χ) a dicha temperatura, han permitido distinguir un *horizonte de aumento* claramente diferenciado del *horizonte B estable*, y en las terrazas más jóvenes, también del *horizonte C estable*.

El *horizonte de aumento* se caracteriza porque la concentración de minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o probablemente maghemita) en estado SD es la más elevada del perfil. En algunos suelos, como TR1.1, la concentración de minerales ferrimagnéticos en el *horizonte de aumento* es

anómalamente elevada indicando, probablemente, que el horizonte superficial del suelo ha sido quemado. La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* es menor en el *horizonte de aumento* que en el *horizonte B estable* en todos los suelos del sistema de terrazas.

El *horizonte B estable* se caracteriza por una disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD respecto al *horizonte de aumento*. En la mayoría de los perfiles correspondientes a las terrazas más jóvenes la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD es en este horizonte superior a la calculada en el *horizonte de aumento*. En perfiles como TR7.4 y TR7.5, la concentración de dichos minerales en este horizonte es tan elevada que los valores de χ son superiores a los calculados en el *horizonte de aumento*. En las terrazas más antiguas (TR5 - TR.R) este horizonte se caracteriza por una elevada concentración de minerales antiferromagnéticos. Los experimentos de IRM a baja temperatura permiten identificar elevada concentración de goetita SD. Es probable que también exista una cierta contribución de hematites.

El *horizonte C estable* se caracteriza por poseer una concentración mínima de minerales ferrimagnéticos en estado SD y, probablemente, una concentración de minerales antiferromagnéticos en estado SP superior a la que poseen los *horizontes de aumento* y *B estable*. Este horizonte se ha encontrado en algunos de los perfiles de las terrazas más jóvenes (TR12 - TR7) y en el perfil TR3.1.

Los estudios realizados de evolución de los parámetros magnéticos con la altura de las terrazas sobre el nivel actual del río (edad), muestran variaciones con la edad. Los parámetros magnéticos, χ e IRM, en el *horizonte de aumento* incrementan con la edad desde la terrazas más joven, TR12 (Pleistoceno superior) hasta TR7 (principio del Pleistoceno inferior). A partir de ahí y hasta TR4 (Pleistoceno inferior) los valores de los parámetros magnéticos de dicho horizonte disminuyen con la edad. Desde esta terraza y hasta la más antigua (TR1) y el piedemonte de la raña (TR.R) dichos valores vuelven a aumentar con la edad. Por otra parte, la respuesta magnética de las muestras del *horizonte B estable* en las terrazas jóvenes (TR12 - TR6) está dominada por la contribución de minerales ferrimagnéticos. Las terrazas más antiguas (TR5 - TR.R) poseen una contribución importante de minerales antiferromagnéticos, la cual aumenta con la edad.

Todos estos factores indican que, probablemente, los suelos de esta cronosecuencia se desarrollaron bajo condiciones ambientales diferentes: los suelos antiguos, correspondientes al Plioceno y parte del Pleistoceno inferior (TR.R - TR5), bien desarrollados y con *horizonte de aumento* bien diferenciado, podrían haberse desarrollado bajo un clima quizás más húmedo y cálido que el actual, favoreciendo la creación y transformación de óxidos de hierro; entre las terrazas TR5 y TR7 (Pleistoceno inferior/Pleistoceno medio) quizás tuvo lugar un cambio brusco en las condiciones ambientales (tendencia hacia un clima más árido); y, probablemente, los suelos correspondientes a las terrazas más jóvenes (TR12 - TR8) (Pleistoceno superior/Pleistoceno medio) se desarrollaron bajo unas condiciones climáticas similares a las actuales.

CAPÍTULO 8

Integración y comparación de los resultados obtenidos en los tres sistemas de terrazas

El análisis y estudio detallado de los parámetros magnéticos en cada uno de los tres sistemas de terrazas (Jarama, Tajo y Arlanzón) han permitido:

- Definir nuevos parámetros magnéticos que permitan evaluar la contribución de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.
- Establecer diferencias de comportamiento magnético entre los diferentes horizontes de un mismo suelo, permitiendo definir *horizontes magnéticos* (*horizonte de aumento*, *horizonte B estable* y *horizonte C estable*).
- Establecer diferencias de comportamiento magnético entre perfiles de una misma terraza, indicando diferencias locales de desarrollo de los suelos como consecuencia de la posición de los suelos dentro de la terraza, posible quema de suelos y procesos locales de erosión.
- Estimar diferencias y similitudes en el comportamiento magnético de perfiles de suelos en distintas terrazas, permitiendo establecer curvas de evolución de diferentes propiedades magnéticas con la edad, para cada uno de los horizontes magnéticos. Estas curvas pueden proporcionar una aproximación al conocimiento de los posibles factores más determinantes en la formación de los suelos y cómo afectaron a su desarrollo y a su evolución según una determinada dirección.

En base a estos conocimientos, la integración y comparación de la evolución de los parámetros magnéticos con la edad para los tres sistemas de terrazas puede explicar si el comportamiento de dichos parámetros magnéticos obedece a factores regionales o, en cambio, a factores más globales comunes a todos ellos.

8.1.- ESTIMACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE MINERALES FERROMAGNÉTICOS EN ESTADO SUPERPARAMAGNÉTICO (SP)

A diferencia de otros estudios clásicos de magnetismo de rocas con aplicaciones paleomagnéticas, en los estudios de las propiedades magnéticas en suelos es necesario estimar la contribución de minerales ferromagnéticos en estado SP y de minerales paramagnéticos. En esta búsqueda de información de parámetros que permitan evaluar dicha contribución ha sido necesario proponer nuevos parámetros magnéticos.

Realizando medidas de IRM a 77 K y comparando estos valores con los obtenidos a temperatura ambiente para diferentes campos (100 y 1000 mT) ha sido posible definir, tal y como se indicó en el Capítulo 3, nuevos parámetros magnéticos. En la Fig. 8.1, se muestran los tres tipos de comportamientos característicos encontrados para las curvas de adquisición de IRM a 293 y 77 K.

Estas diferencias de comportamiento en la respuesta magnética al aplicar los campos a diferentes temperaturas (Figs. 8.1d, e, f), se deben tanto a los cambios en los valores de magnetización espontánea de los diferentes minerales magnéticos que contribuyen a la magnetización (fundamentalmente magnetita y/o maghemita, goetita y hematites), como a la contribución de dichos minerales en estado superparamagnético a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K. El parámetro $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$, definido según la ecuación 2.30 como:

$$\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})(\%) = 100 \cdot \frac{(\text{IRM}_{LT} - \text{IRM}_{RT})_{100\text{mT}}}{(\text{IRM}_{LT})_{100\text{mT}}}$$

permite conocer la contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente.

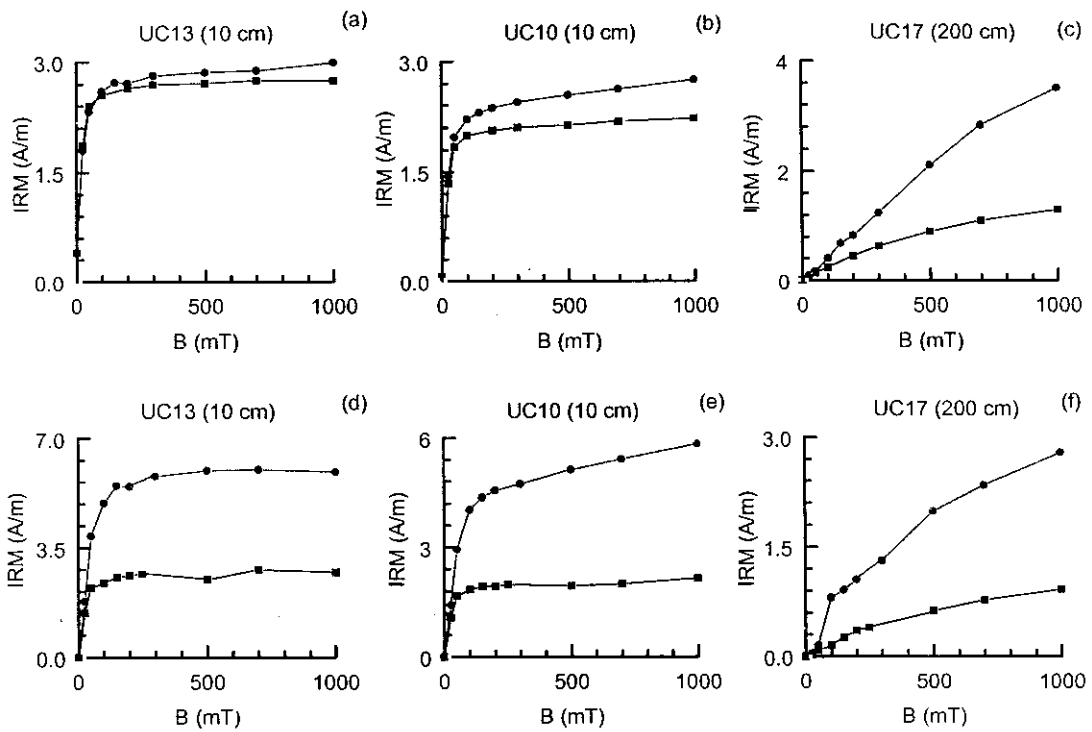


Fig. 8.1: Curvas de adquisición de IRM: (a), (b) y (c) aplicando el campo a temperatura ambiente (293 K), midiendo la respuesta magnética a 293 y 77 K; (d), (e) y (f) aplicando el campo a diferentes temperaturas (77 y 293 K) y midiendo la respuesta magnética a dichas temperaturas. Cuadrados: 293 K, círculos: 77 K.

Estos granos magnéticos en estado SP, obtenidos a partir de este nuevo parámetro magnético ($\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$), poseen, probablemente, un tamaño de grano inferior al que se refiere el parámetro χ_{fd} . Maher (1988), indicó que el parámetro χ_{fd} detecta la respuesta magnética de un espectro muy específico de granos SP, la fracción de granos cuyo diámetro se sitúa entre 0.016-0.023 μm (límite SP/SD). Puesto que los valores calculados de χ_{fd} en los diferentes suelos no correlacionan, en general,

con los obtenidos a partir del parámetro ΔIRM (SP_{bc}), cada uno de los dos métodos de estudio responde a un espectro diferente de tamaño de grano dentro del estado SP. Por tanto, el *horizonte B estable* en los perfiles de suelos de las secuencias de terrazas de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón, es el que contiene una mayor concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*, cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K. En cambio, el *horizonte de aumento* muestra, en general, una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD (ver descripción de perfiles de los capítulos 5, 6 y 7).

El parámetro ΔIRM_{ac} , definido según la ecuación 2.31 como:

$$\Delta\text{IRM}_{ac} (\%) = 100 \cdot \frac{(IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{LT} - (IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{RT}}{(IRM_{1000mT} - IRM_{100mT})_{LT}}$$

permite conocer la contribución total de minerales de alta coercitividad puesto que los valores obtenidos a partir de este parámetro se deben tanto a las variaciones en la magnetización espontánea de los minerales de alta coercitividad al disminuir la temperatura (fuerte aumento en el valor de la magnetización espontánea para la goetita y ligera disminución en el caso de la hematites), así como a la contribución en la respuesta magnética de los minerales de alta coercitividad que se encuentren en estado SP a temperatura ambiente. Puesto que la disminución de la magnetización espontánea de la hematites a 77 K es mucho menor que el aumento experimentado por la goetita no es posible, a partir únicamente de este experimento, determinar la presencia de hematites en las muestras. Por otra parte, sería posible evaluar la contribución de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SP a partir de la diferencia entre $\text{IRM}_{77}/\text{IRM}_{293}$ aplicando el campo a diferentes temperaturas (77 y 293 K) y midiendo la respuesta magnética a dichas temperaturas y aplicando el campo a temperatura ambiente (293 K) y midiendo la respuesta magnética a 293 y 77 K.

8.2.- CARACTERIZACIÓN DE LOS HORIZONTES MAGNÉTICOS DE UN SUELO

Como ya se ha indicado en capítulos anteriores, en todos los perfiles de suelos y en los tres sistemas de terrazas, los parámetros magnéticos χ e IRM_{RT} (293 K), y en muchos casos también IRM_{LT} (77 K) y χ_{ARM} , muestran un comportamiento característico con la profundidad, siendo posible identificar un *horizonte de aumento* en la parte más superficial del suelo, caracterizado por una concentración elevada de minerales ferrimagnéticos en estado SD fino, magnetita y/o maghemita, seguido por una disminución rápida de los parámetros magnéticos para, a cierta profundidad en el horizonte B, alcanzar valores estables con la profundidad (*horizonte B estable*) (ver por ejemplo Fig. 5.55). Este *horizonte B estable* está caracterizado, en general, por una disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y un aumento en la concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SD y SP y de minerales ferrimagnéticos en

estado SP fino, lejos del límite SP/SD (ver por ejemplo, Fig. 5.55). En los suelos donde fue posible muestrear el horizonte C (llanuras aluviales de los ríos Jarama y Arlanzón y terrazas jóvenes del río Tajo), los parámetros magnéticos alcanzaron valores estables a cierta profundidad, definiéndose también el *horizonte C estable* (ver por ejemplo Figs. 5.1 y 6.1), el cual está caracterizado, fundamentalmente, por una baja concentración de minerales ferrimagnéticos y, en algún caso (llanura aluvial del río Arlanzón), por una importante concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad.

Este tipo de comportamiento magnético con la profundidad (*horizonte de aumento*, *horizonte B estable* y *C estable*) se supone que es el desarrollo “normal” de un suelo bajo condiciones climáticas similares. Por tanto, será posible detectar por ejemplo si el desarrollo se truncó debido a enterramientos por aporte lateral (Fig. 7.1). Por otra parte, si el suelo se desarrolló bajo condiciones ambientales áridas de forma que no fue lavado apenas se observa diferenciación vertical de los parámetros magnéticos .

8.3.- LA LLANURA ALUVIAL EN LOS DIFERENTES SISTEMAS DE TERRAZAS

Los parámetros magnéticos de los perfiles de llanura aluvial (UC0 (río Jarama), ARL0 (río Arlanzón)) y de la terraza más joven del río Tajo (TR12) indican diferencias en el material original de cada uno de los sistemas de terrazas, con concentraciones diferentes de minerales ferrimagnéticos y ferromagnéticos de alta coercitividad. Los valores de los parámetros magnéticos en el horizonte C de la llanura aluvial del río Jarama indican la presencia tan solo de minerales ferrimagnéticos. En cambio, en el horizonte C de la llanura aluvial correspondiente al río Arlanzón es posible observar una importante concentración también de minerales antiferromagnéticos (goetita). Las posibles explicaciones para esta diferencia de comportamiento entre ambos perfiles son:

- 1) Variaciones en el material original a partir del cual se van a desarrollar los suelos en ambos sistemas de terrazas. Por tanto los minerales magnéticos originales para los suelos del río Jarama serían minerales ferrimagnéticos, mientras que en el caso del río Arlanzón serían ferri- y antiferromagnéticos.
- 2) Variaciones en la posición del nivel freático en la llanura aluvial del río Arlanzón, de manera que los minerales antiferromagnéticos serían minerales secundarios y la presencia de éstos implicaría condiciones ambientales actuales.

La llanura aluvial del río Tajo no fue muestreada, sin embargo, en el perfil más joven de dicha terraza se observa tan solo la contribución a los valores de los parámetros magnéticos de minerales ferrimagnéticos.

A pesar de estas diferencias en el material original a partir del que se desarrollaron los suelos, la mayoría de los perfiles estudiados muestran un horizonte superficial de aumento de los valores de

los parámetros magnéticos debido a la elevada concentración en minerales ferrimagnéticos en estado SD fino y disminución de los valores de dichos parámetros en el horizonte B, debido a la disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD y, en muchos casos, también al aumento en la concentración de minerales antiferromagnéticos (fundamentalmente goetita).

Estas observaciones acerca de las variaciones mineralógicas en el material original (horizontes C de las llanuras aluviales) permiten orientar trabajos futuros. En este sentido sería posible muestrear llanuras aluviales de diferentes ríos espaciados geográficamente y evaluar las diferencias en el tipo de minerales magnéticos originales así como también en el tamaño de grano magnético.

8.4.- VARIACIÓN EN LA CONCENTRACIÓN DE MINERALES FERROMAGNÉTICOS CON LA EDAD

Con objeto de integrar los resultados obtenidos en las tres cronosecuencias se compararán las curvas de evolución de los diferentes parámetros magnéticos con la altura de las terrazas sobre el nivel del río (que en primera aproximación es indicativo de la edad de las mismas). Puesto que no existe una datación exacta de las terrazas, los valores medios de las diferentes propiedades se correlacionarán respecto a la altura sobre el nivel actual del río en cada uno de los sistemas. Esta correlación, que en primera aproximación puede resultar válida, presenta el inconveniente de considerar que la velocidad de sedimentación y formación de las terrazas es similar en los tres sistemas. Para no perder rigor y, al mismo tiempo, aportar una referencia temporal con objeto de comparar los tres sistemas investigados, junto a la altura de las terrazas se han dibujado diferentes cuadros que señalan sus épocas de formación.

8.4.1.- MINERALES FERROMAGNÉTICOS EN ESTADO DOMINIO SIMPLE (SD)

Para los tres sistemas de terrazas, los parámetros magnéticos tales como susceptibilidad magnética (χ) e IRM_{RT} y la relación $IRM_{100}/SIRM$ medidos a temperatura ambiente para los horizontes de aumento, B y C estables, frente a la altura sobre el nivel del río (edad) se representan en las Figs. 8.2, 8.3 y 8.4. En estas gráficas se observa que:

- a) Los parámetros magnéticos en el *horizonte de aumento* sufren importantes variaciones con la altura (edad) de las terrazas, en cambio en el horizonte B dichos parámetros poseen valores muy bajos y sufren pequeñas variaciones con la edad.

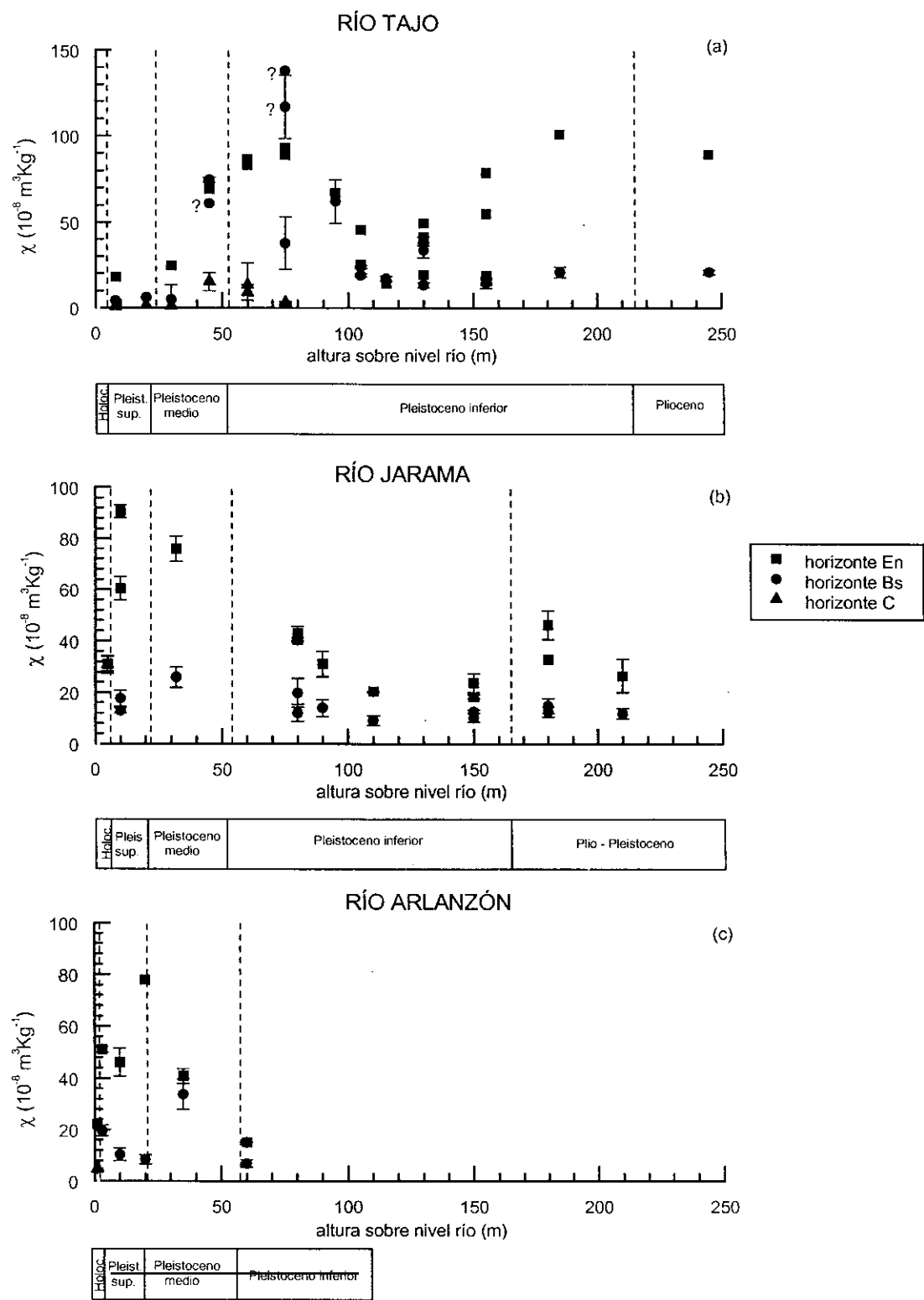


Fig. 8.2: Valores medios de la susceptibilidad magnética medida a baja frecuencia (χ) para cada horizonte magnético de cada suelo, en función de la altura sobre el nivel actual de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón. Se muestran asimismo los cuadros de la época a la que corresponden cada una de las terrazas. *En*: horizonte de aumento, *Bs*: horizonte B estable; *C*: horizonte C estable.

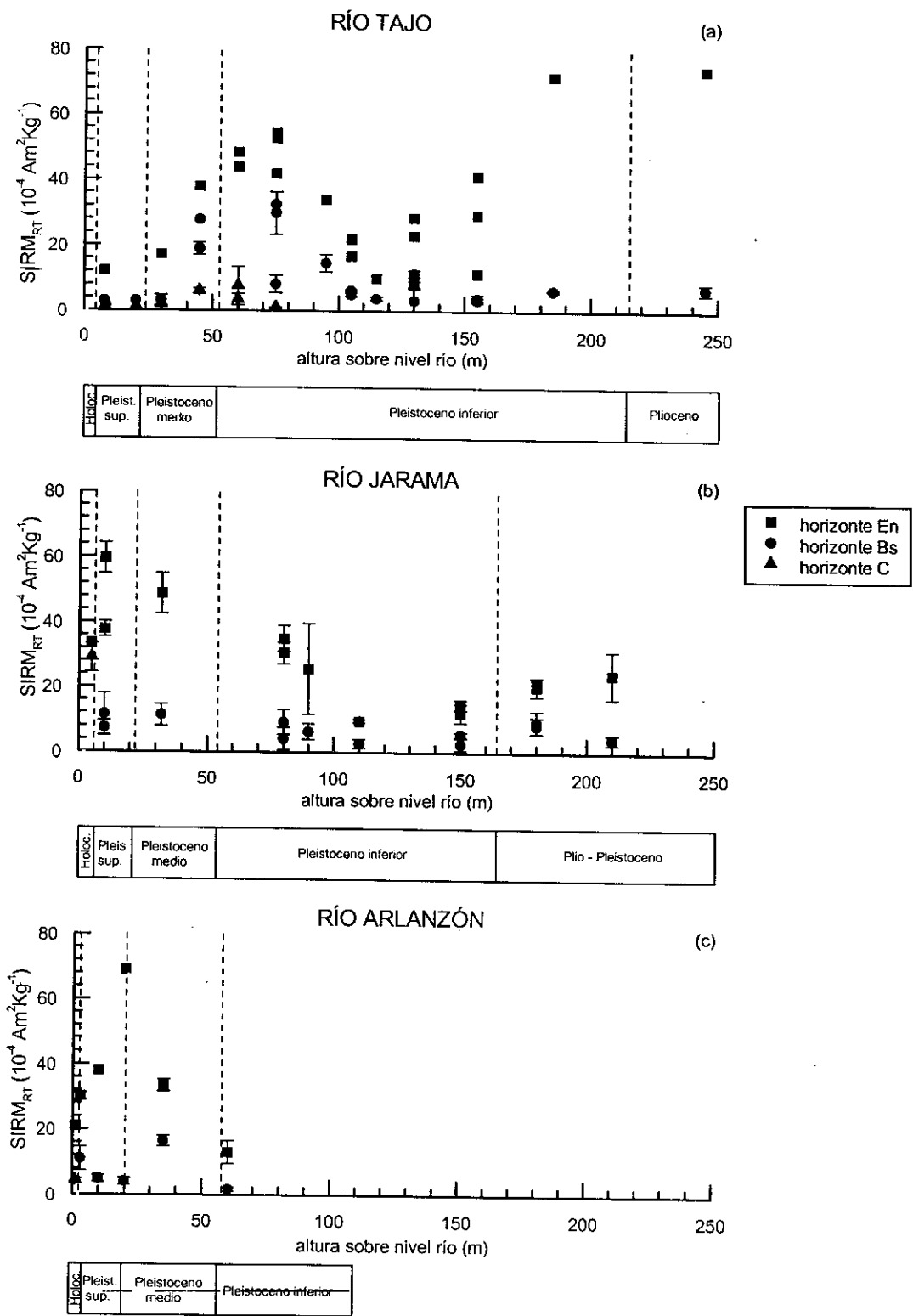


Fig. 8.3: Valores medios de la magnetización remanente isoterma de saturación a temperatura ambiente (293 K) ($SIRM_{RT}$) para cada horizonte magnético de los suelos, en función de la altura sobre el nivel actual de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón. Se muestran, también, los cuadros de la época a la que corresponden cada una de las terrazas. En: horizonte de aumento, Bs: horizonte B estable; C: horizonte C estable.

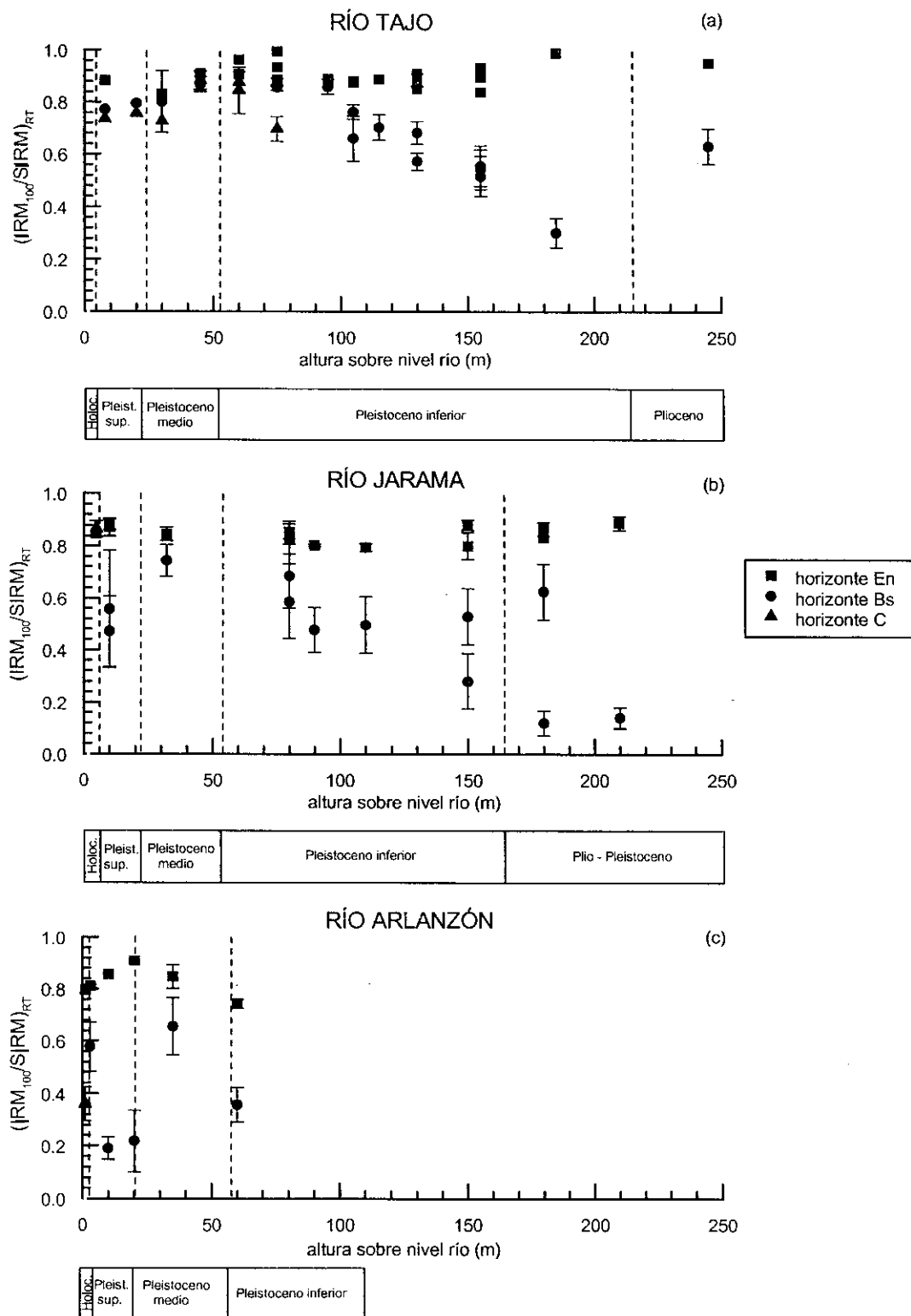


Fig. 8.4: Valores medios de la relación $IRM_{100}/SIRM$ a temperatura ambiente (293 K) para cada horizonte magnético de los suelos, en función de la altura sobre el nivel actual de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón. Se muestran, además, los cuadros de la época a la que corresponden cada una de las terrazas. *En*: horizonte de aumento, *Bs*: horizonte B estable; *C*: horizonte C estable.

- b) En todas las terrazas, los parámetros (χ) e IRM_{RT} , salvo la susceptibilidad (χ) en las terrazas TR9 y TR7 del río Tajo, muestran un aumento de sus valores en el horizonte superficial (*horizonte de aumento*) en relación a los valores calculados en el *horizonte B estable* (Figs. 8.2 y 8.3). La relación $IRM_{100}/SIRM$ (Fig. 8.4) indica, además, que la respuesta magnética de las muestras situadas en el *horizonte de aumento* en los tres ríos está dominada por minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en estado SD, probablemente magnetita y/o maghemita. No obstante, en el río Arlanzón y en alguna terraza del río Jarama es posible que exista una pequeña contribución de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en dicho horizonte. En las terrazas TR9 y TR7, como ya se indicó en su correspondiente capítulo, la elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP cerca del límite SP/SD eleva el valor de χ en el *horizonte B estable*, de manera que este parámetro no manifiesta claramente el aumento magnético.
- c) Los perfiles de los suelos correspondientes al Pleistoceno superior, tanto en el río Jarama como en el Arlanzón, se encuentran bien desarrollados, mostrando horizontes de aumento con valores elevados de los parámetros (χ) e IRM_{RT} y bien diferenciados de los calculados para el *horizonte B estable* (Figs. 8.2 y 8.3). Este comportamiento se debe tanto a la disminución en la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD, como al aumento en la concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SD (Fig. 8.4). Sin embargo, en el río Tajo, los suelos correspondientes a esta época fueron enterrados y por tanto truncados en su desarrollo.
- d) El río Arlanzón, cuya secuencia es más detallada para las épocas correspondientes al Pleistoceno superior y medio que la de los otros ríos, muestra un aumento en la diferencia de los parámetros magnéticos desde la terraza más joven hasta la situada a + 20 m para, a partir de ahí, disminuir dicha diferencia con la edad hasta la terraza más antigua muestreada (+ 60 m).
- e) El río Tajo muestra un aumento continuo de los parámetros magnéticos (χ) e IRM_{RT} en el *horizonte de aumento* desde la terraza más joven hasta la situada a + 75 m (Figs. 8.2 y 8.3). Este comportamiento puede encontrarse también en las terrazas más jóvenes del río Jarama aunque la falta de muestreo en las terrazas correspondientes al límite Pleistoceno medio/Pleistoceno inferior no permite conocer si este comportamiento se hubiera prolongado hasta el comienzo del Pleistoceno inferior.
- f) Tanto en el río Tajo como en el Jarama, en el Pleistoceno inferior y para las terrazas situadas desde +75 hasta +115 m (en el Tajo) y desde +80 hasta +110 m (en el Jarama), se observa una disminución continua de los parámetros magnéticos en el *horizonte de aumento* con la altura de las terrazas (edad). Por tanto, la diferencia de los valores de dichos parámetros entre el *horizonte de aumento* y B estable disminuyen con la edad hasta la terraza de +115 m (Tajo) y +110 m (Jarama). A partir de ahí vuelve a aumentar la diferencia entre los valores de los parámetros magnéticos en ambos horizontes hasta las terrazas más antiguas situadas en el Plioceno y Plio-Pleistoceno, respectivamente.

- g) En terrazas correspondientes al Pleistoceno inferior, el *horizonte B estable* muestra un aumento continuo de la coercitividad con la edad tanto en las terrazas del río Tajo como en las del Jarama, indicando un posible aumento en la concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SD con la edad (Fig. 8.4).

La Fig. 8.5 muestra los valores del parámetro ΔIRM_{ac} para los horizontes de aumento, B y C estables frente a la altura sobre el nivel del río (edad) en los tres sistemas de terrazas. En todos los perfiles del río Jarama y en los perfiles del río Arlanzón comprendidos entre el Holoceno y el Pleistoceno medio, el parámetro ΔIRM_{ac} indica que la concentración de minerales de alta coercitividad en estado SD y SP en todos los casos es superior en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento* (Figs. 8.5b y c). Estos valores tan elevados de dicho parámetro en el horizonte B, especialmente en el río Jarama, indican una elevada concentración de goetita en estado SD, que aumenta fuertemente el valor de su magnetización espontánea a 77 K respecto de su valor a 293 K. En las terrazas del río Tajo la variación con la edad del parámetro ΔIRM_{ac} es diferente a la indicada en los otros sistemas de terrazas (Fig. 8.5a). En las terrazas más jóvenes (Pleistoceno superior y medio) y en la terraza más antigua (Plioceno) dichos valores son superiores en los horizontes B y C estables que en el *horizonte de aumento*, sin embargo en las terrazas correspondientes al Pleistoceno medio el comportamiento es el inverso.

En general, en todos los sistemas de terrazas, las curvas de evolución del parámetro IRM_{RT} (Fig. 8.3) muestran un comportamiento con la edad más suavizado que el que muestra la curva de χ (Fig. 8.2), debido a que en la medida de esta última propiedad responden tanto los minerales ferromagnéticos en estado SD y SP como minerales paramagnéticos y diamagnéticos, mientras que en la medida de IRM a temperatura ambiente sólo contribuyen los minerales ferromagnéticos en estado SD. En estos suelos se ha observado que el elevado contenido de minerales paramagnéticos, tales como cuarzos, feldespatos, caolinitas, etc., puede oscurecer la información que proporcionan los minerales ferromagnéticos; por este motivo es conveniente trabajar en conjunto con ambos parámetros y así discriminar las posibles influencias de minerales para y diamagnéticos en la señal.

En general, se observan diferencias regionales de comportamiento magnético, las cuales pueden estar relacionadas con el material original y, probablemente, con las diferencias de temperatura y humedad entre las diferentes áreas.

Siguiendo el método propuesto por Lowrie (1990) para la identificación de minerales de diferentes coercitividades, se aplicaron campos diferentes a muestras piloto del río Jarama según dos ejes perpendiculares. La desmagnetización térmica de dichas muestras permitió distinguir que los minerales de alta coercitividad presentes son goetita y, probablemente hematites. La temperatura de desbloqueo de la goetita es aproximadamente 50 °C debido, bien a que se trata de goetita de tamaño de grano muy fino, o bien a posibles sustituciones en la red. Para la hematites, su temperatura de

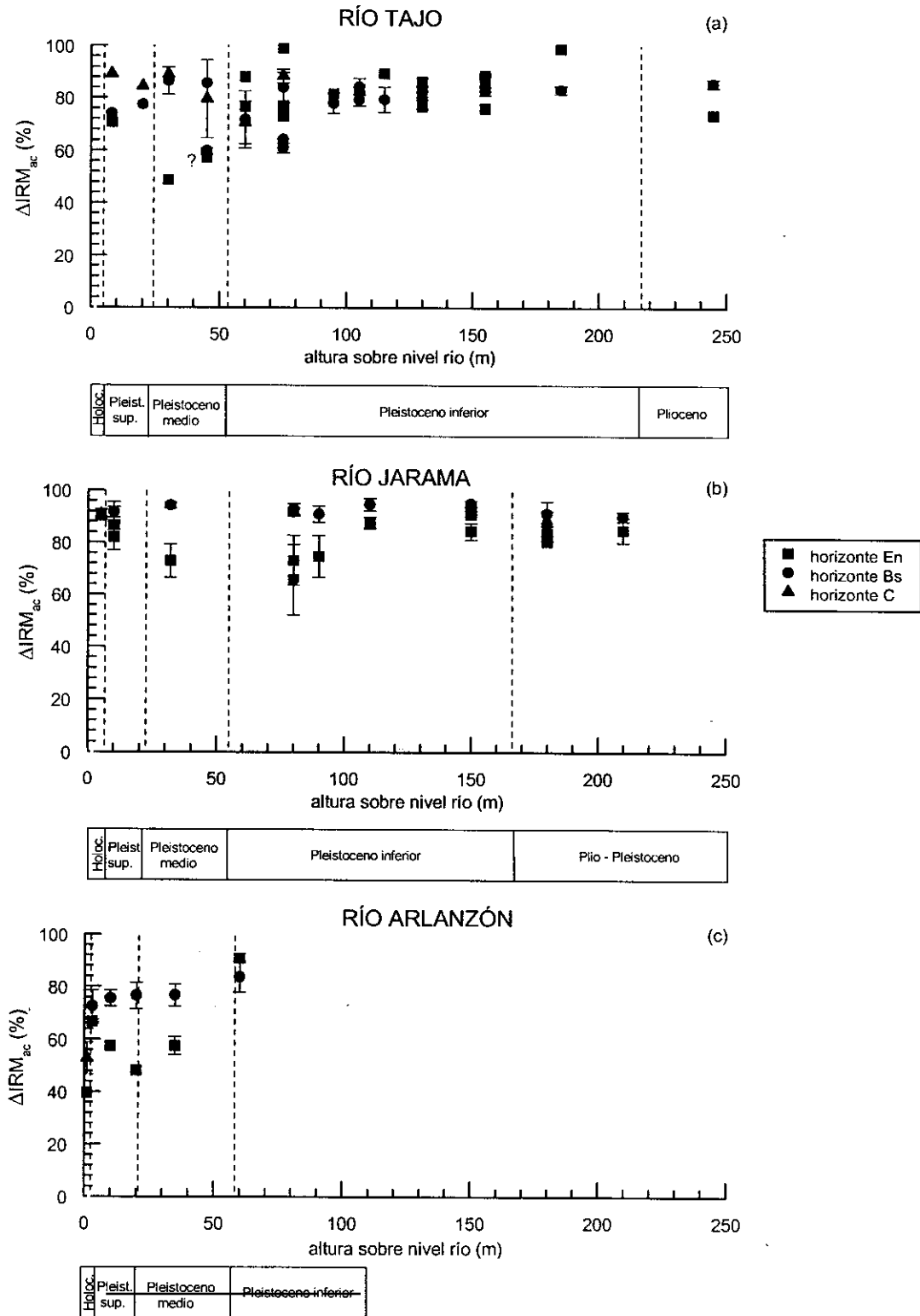


Fig. 8.5: Valores medios de los parámetros magnéticos que relacionan los valores de IRM a diferentes campos (100 y 1000 mT) y diferentes temperaturas (293 y 77 K) para cada horizonte magnético de los suelos, en función de la altura sobre el nivel actual de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón. Este parámetro es indicativo de la concentración total de minerales antiferromagnéticos en las muestras. Se representan, asimismo, los cuadros de la época a la que corresponden cada una de las terrazas. *En*: horizonte de aumento, *Bs*: horizonte B estable; *C*: horizonte C estable.

desbloqueo es, generalmente, inferior a 500 °C, indicando que dicho mineral posee tamaño de grano fino. Los experimentos de adquisición de IRM a 293 y 77 K (Fig. 8.1) muestran también claramente la contribución de la goetita en estado SD. Para las muestras de los ríos Tajo y Arlanzón no se realizaron experimentos de desimantación térmica de la IRM, no obstante, los experimentos de adquisición de IRM a 193 y 77 K indican la contribución de goetita SD. Probablemente, la hematites contribuya también a la magnetización en estos dos sistemas de terrazas, aunque no se tienen pruebas determinantes de este hecho.

Otros experimentos termomagnéticos, como la medida de $\chi(T)$ entre temperatura ambiente y 700 °C, producen gran número de transformaciones mineralógicas debido tanto a los minerales ferromagnéticos presentes como a los minerales de arcilla ricos en hierro y que oscurecen la información acerca de los minerales ferromagnéticos. Por tanto, es difícil conocer si los minerales que nos indican estos experimentos son originales o producto de alteración durante el calentamiento.

8.4.2- MINERALES FERROMAGNÉTICOS EN ESTADO SUPERPARAMAGNÉTICO (SP)

Los valores del parámetro ΔIRM (SP_{bc}) en función de la altura sobre el nivel actual del río (edad) para los sistemas de terrazas estudiados se representa en la Figura 8.6, observándose:

- a) En todos los perfiles de los tres sistemas de terrazas, el parámetro ΔIRM (SP_{bc}) posee valores más elevados en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*. Este comportamiento indica que la concentración de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en estado SP *fino* (inferior al límite SP/SD) a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K, es siempre más elevada en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.
- b) Las terrazas de los ríos Tajo y Arlanzón no muestran variaciones importantes en la concentración de minerales en estado SP *fino* con la edad. Sin embargo, en el *horizonte B estable* de los suelos del río Jarama (Fig. 8.6b) se observa un aumento continuo de la concentración de dichos minerales con la edad, especialmente desde la terraza situada a + 80 m hasta la terraza más antigua (+210 m).

Tal y como se indicó en la sección 8.1, los valores del parámetro ΔIRM_{ac} (Fig. 8.5) dependen tanto de la contribución de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SD como de la contribución de dichos minerales en estado SP. Sin embargo, esta última contribución sólo se podría haber estimado en el caso de haber medido a 77 K el campo aplicado a 293 K y comparando estos resultados con los obtenidos con el parámetro ΔIRM_{ac} . En cualquier caso, los experimentos de adquisición de IRM a diferentes temperaturas (p. ej. Fig. 8.1) realizados en muestras piloto de los tres sistemas de terrazas indican la presencia de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad en estado SP en muestras siempre correspondientes a los horizontes B estables.

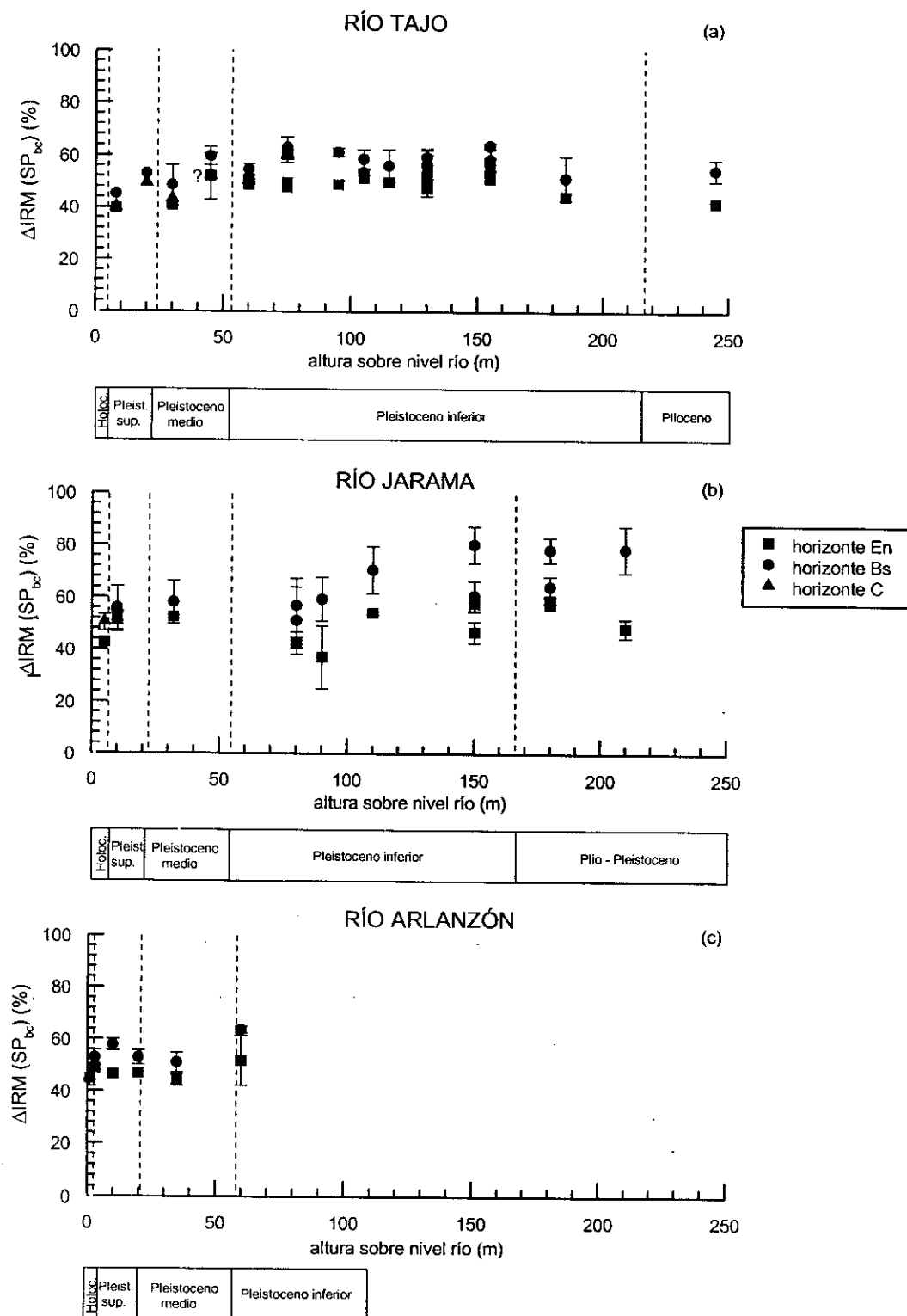


Fig. 8.6: Valores medios de los parámetros magnéticos que relacionan los valores de $\text{IRM}_{100 \text{ mT}}$ a diferentes temperaturas (293 y 77 K) para cada horizonte magnético de los suelos, en función de la altura sobre el nivel actual de los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón. Este parámetro es indicativo de la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP. Se muestran, asimismo, los cuadros de la época a la que corresponden cada una de las terrazas. *En*: horizonte de aumento, *Bs*: horizonte B estable; *C*: horizonte C estable.

8.5.- IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

Respecto a la evolución de los parámetros magnéticos con la altura de las terrazas (edad), aunque existen claras diferencias de comportamiento a escala local y regional, es posible observar en los tres sistemas de terrazas que tanto los valores de χ e IRM_{RT} en el *horizonte de aumento*, como la diferencia entre estos valores y los calculados para el *horizonte B estable* no aumentan de forma continua con la edad de las terrazas tal y como fue propuesto por Singer *et al.*, 1992. Por tanto, los resultados obtenidos en este trabajo no apoyan la interpretación de estos autores sino que están de acuerdo con los resultados de Maher (1998).

Teniendo en cuenta que:

- a) no existen cambios en el material original puesto que el aporte de material de los ríos no ha sufrido variaciones significativas con el tiempo,
- b) para cada sistema de terrazas el área de estudio es lo suficientemente reducida como para que los cambios climáticos actuales afecten por igual a todas las terrazas,
- c) se trata de regiones no contaminadas y suficientemente alejadas de zonas industriales,
- d) la vegetación varía junto con el clima,

se puede considerar que los factores formadores de los suelos dependerán tanto del tiempo como del ambiente en que se formaron. Separar la influencia de estos dos factores es más complejo que lo considerado por Woodward *et al.* (1994) y Singer *et al.* (1992) ya que tiempo y clima no son variables independientes. En principio, si los suelos se desarrollan bajo un mismo clima y puesto que el material original es similar, evolucionarán en la misma dirección; por tanto, los valores de χ e IRM_{RT} deberían aumentar con el tiempo hasta quizás llegar a un estado de saturación. Sin embargo, si existe algún otro factor que influye en el desarrollo de los suelos como el clima, éste podrá cambiar la dirección de evolución de los suelos y por tanto provocará cambios en la evolución de los parámetros magnéticos con la edad.

En este trabajo se han controlado las posibles variables que pueden influir en el comportamiento magnético de los suelos, tales como material original, contaminación industrial e influencias locales. Por tanto, el mínimo en los valores de χ e IRM_{RT} en la curva de evolución de dichos parámetros con la edad (Figs. 8.2 y 8.3) observado en el Pleistoceno inferior para los ríos Tajo y Jarama, en terrazas de +115 m y +110 m, respectivamente, podría estar relacionado con un cambio en las condiciones ambientales bajo las cuales se desarrollaron los suelos. Este posible cambio es correlacionable con los resultados obtenidos por Gallardo *et al.* (1987) y Pérez-González *et al.* (1995) para las terrazas del valle del Henares-Jarama y las terrazas del río Tajo, respectivamente. Las terrazas más antiguas podrían haberse desarrollado bajo un mismo clima, mostrando dichos parámetros magnéticos un aumento continuo con la edad. Además, y tal y como indica la relación $IRM_{100}/SIRM$ (Fig. 8.4), la coercitividad de las muestras en el horizonte B de estas terrazas del

Pleistoceno inferior y Plioceno aumenta con la edad, lo cual es coherente con el hecho de que estos suelos se hayan desarrollado bajo un mismo clima, quizás más húmedo que el actual y favorecedor de la creación de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad (fundamentalmente goetita y quizás hematites). En cuanto al río Arlanzón, el aumento continuo en los valores de parámetros χ e IRM_{RT} en el *horizonte de aumento* y la diferencia entre los valores correspondientes al *horizonte de aumento* y B estable, en el Holoceno y Pleistoceno superior, podría indicar que los suelos se desarrollaron bajo condiciones ambientales similares.

8.6.- CONCLUSIONES

La diferenciación magnética respecto a la profundidad en un suelo, mostrando un *horizonte de aumento* y horizontes B y C estables, se debe a que la concentración máxima de minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o maghemita) en estado SD estable y, en general, en estado SP cerca del límite SP/SD, se sitúa en la parte superior del suelo y, además, dicha concentración disminuye con la profundidad. Por otra parte, en la mayoría de los suelos, salvo en los correspondientes al Pleistoceno medio y superior en el río Tajo, la concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad (goetita y probablemente hematites) en estado SD aumenta con la profundidad.

Por otra parte, dado que la concentración de minerales ferromagnéticos en estado SP es tan importante e influye tanto en el comportamiento magnético de los suelos ha sido necesario definir nuevos parámetros magnéticos (ΔIRM (SP_{bc}) y ΔIRM_{ac}) que han permitido estimar la concentración de granos ferrimagnéticos en estado SP cuyo tamaño de grano es inferior al límite SP/SD (*SP fino*) y de minerales antiferromagnéticos en estado SP. La concentración de estos minerales en todos los suelos estudiados es superior en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.

Los experimentos magnéticos realizados han permitido evaluar diferencias mineralógicas en las llanuras aluviales de los ríos Jarama y Arlanzón, encontrándose en el horizonte C de este último río elevada concentración de minerales antiferromagnéticos. Estas diferencias pueden deberse tanto a variaciones en el material original a partir del cual se formaron los suelos de cada uno de los sistemas de terrazas, o bien, a posibles oscilaciones en el nivel freático para la llanura aluvial del río Arlanzón. En este último caso, la presencia de dichos minerales implicaría condiciones ambientales actuales.

En general no se ha podido determinar qué fracción de minerales magnéticos son de origen detrítico y cuáles diagenéticos. Para solventar esta cuestión será necesario realizar análisis posteriores, tales como difracción de rayos X, microscopio electrónico de transmisión (TEM), diferentes experimentos magnéticos a bajas temperaturas y otros análisis geoquímicos.

La evolución de los parámetros magnéticos con la edad de las terrazas en las tres cronosecuencias estudiadas muestra que tanto los valores de χ e IRM_{RT} en el *horizonte de aumento*,

como la diferencia entre estos valores y los calculados para el *horizonte B estable* no aumentan de forma continua con la edad de las terrazas tal y como fue propuesto por Singer *et al.*, 1992. Los resultados obtenidos en este trabajo están de acuerdo con los resultados de Maher (1998).

Puesto que se han controlado las posibles variables que pueden influir en el comportamiento magnético de los suelos, tales como material original, contaminación industrial e influencias locales los factores formadores de los suelos dependerán tanto del tiempo como del ambiente en que se formaron, no siendo posible separar la influencia de ambos factores. Las curvas de evolución de χ e IRM_{RT} con la edad muestran un mínimo en sus valores en las terrazas de + 115 m y + 110 m (Pleistoceno inferior) en los ríos Tajo y Jarama, respectivamente. Estos valores mínimos podrían estar relacionados con un cambio en las condiciones ambientales bajo las cuales se desarrollaron los suelos. Los suelos desarrollados en las terrazas más antiguas a estas (con altitud superior a +115 y +110 m) podrían haberse desarrollado bajo un mismo clima ya que dichos parámetros magnéticos muestran un aumento continuo con la edad. Por otra parte, la concentración de minerales antiferromagnéticos (goetita y quizás hematites) en los horizontes B estables para las terrazas del Pleistoceno inferior y Plioceno aumenta con la edad, indicando probablemente que estos suelos se desarrollaron bajo un clima, quizás más húmedo que el actual, y que favoreció la creación de dichos minerales. Estos resultados se correlacionan bien con los obtenidos por Gallardo *et al.* (1987) y Pérez-González *et al.* (1995) para las terrazas del valle del Henares-Jarama y las terrazas del río Tajo, respectivamente.

Los suelos mediterráneos son buenos productores de óxidos de hierro constituyendo un medio favorable para estudios de magnetismo ambiental, ya que pequeñas variaciones medioambientales quedan bien reflejadas en las propiedades magnéticas.

CAPÍTULO 9

Conclusiones

Este trabajo constituye el primer estudio detallado y sistemático de parámetros magnéticos con fines paleoambientales llevado a cabo en cronosecuencias de suelos en terrazas de ríos de la Península Ibérica. Estas cronosecuencias corresponden a los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón.

APORTACIONES METODOLÓGICAS

- a) Se han muestreado por primera vez y de manera sistemática tres sistemas de terrazas, espaciados geográficamente y con edades comprendidas entre el Plio/Pleistoceno y Holoceno, permitiendo correlacionar los resultados obtenidos para cada uno de ellos.
- b) Se han definido nuevos parámetros magnéticos, $\Delta\text{IRM}(\text{SP}_{bc})$ y ΔIRM_{ac} , que han permitido:
 - Evaluar la contribución de granos de minerales ferrimagnéticos en estado superparamagnético (SP) a temperatura ambiente y cuyas temperaturas de bloqueo se sitúan entre 293 y 77 K (SP *fino*). Estos granos magnéticos poseen, probablemente, un tamaño inferior al límite SP/SD, al cual se refiere el parámetro χ_{fd} .
 - Estimar la contribución total y en estado SP (en algunos casos) de minerales de alta coercitividad.

COMPORTAMIENTO DE LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS

a) Variaciones de los parámetros magnéticos con la profundidad

Por medio de criterios magnéticos ha sido posible distinguir tres horizontes en cada perfil: un horizonte superficial, con aumento de los valores de los parámetros χ e IRM_{RT} , denominado *horizonte de aumento* y diferenciado de unos horizontes más profundos con valores estables de χ e IRM_{RT} que son *horizonte B estable* y *horizonte C estable*. Además, la metodología seguida en este trabajo ha permitido determinarlos parámetros magnéticos de cada horizonte:

- El *horizonte de aumento* se caracteriza por una concentración muy elevada de minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o maghemita) en estado dominio simple (SD) fino y superparamagnético (SP) cerca del límite SP/SD, mientras que la concentración de estos minerales en estado SP *fino* es baja. Además, en algún suelo ha sido posible observar cierta contribución de minerales antiferromagnéticos.
- En el *horizonte B estable* la concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SD es menor que en el *horizonte de aumento*. También se observa un incremento, respecto al *horizonte de aumento*, en la concentración de minerales antiferromagnéticos (goetita y/o hematites) tanto en estado SD

como SP y de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino*.

La concentración de minerales ferrimagnéticos en estado SP *fino* y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K es superior en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.

En general, salvo en algunas terrazas correspondientes al río Tajo, la concentración de minerales paramagnéticos es superior en el *horizonte B estable* que en el *horizonte de aumento*.

- El *horizonte C estable* se caracteriza por su baja concentración de minerales ferrimagnéticos. En algún caso, como en la llanura aluvial del río Arlanzón, la concentración de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad es elevada.

La contribución de minerales ferrimagnéticos en estado SP a temperatura ambiente y cuya temperatura de bloqueo se sitúa entre 293 y 77 K es importante en todos los horizontes del suelo, por lo que será necesario tenerla en cuenta para estudios posteriores de parámetros magnéticos con fines paleoambientales.

b) Variaciones en el material original

Se han observado variaciones en la concentración de minerales ferri- y antiferromagnéticos en los horizontes C de las llanuras aluviales (en principio, material original a partir del que se formaron los suelos) de los ríos Jarama y Arlanzón. La goetita encontrada en la llanura aluvial del río Arlanzón puede ser bien original, o bien, producto de alteración debido a oscilaciones en la posición del nivel freático. Estas observaciones permiten orientar trabajos futuros. En este sentido, sería posible muestrear llanuras aluviales de diferentes ríos espaciados geográficamente y evaluar las diferencias en el tipo de minerales magnéticos originales así como también en el tamaño de grano magnético en función de su posición geográfica y condiciones ambientales actuales.

c) Variaciones de los parámetros magnéticos con el tiempo

La susceptibilidad magnética (χ) y la magnetización remanente de saturación a temperatura ambiente (SIRM_{RT}) muestran un comportamiento similar con la altura de las terrazas (edad) sobre el nivel actual del río en las tres cronosecuencias estudiadas (Tajo, Jarama y Arlanzón).

En los tres sistemas de terrazas, tanto los valores de χ y de SIRM_{RT} en el *horizonte de aumento*, como la diferencia entre estos valores y los calculados para el *horizonte B estable*, no aumentan de forma continua con la edad de las terrazas como había sido postulado con anterioridad por Singer *et al.* (1992). Se observan, en cambio, suaves variaciones con la edad debido, probablemente, a la influencia tanto del tiempo como de factores ambientales en los valores de dichos parámetros.

IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

En los ríos Tajo y Jarama se observa en el Pleistoceno inferior una disminución brusca en las curvas de evolución de los parámetros χ y $SIRM_{RT}$ con la edad, hasta alcanzar valores mínimos en las terrazas de +115 y +110 m, respectivamente. Esta variación puede estar relacionada con un cambio en las condiciones paleoambientales bajo las que se desarrollaron los suelos, probablemente esté relacionado con una tendencia hacia un clima árido. A partir de esas terrazas, los suelos más antiguos podrían haberse desarrollado bajo un mismo clima ya que dichos parámetros magnéticos muestran un aumento continuo con la edad. Además, la concentración de minerales antiferromagnéticos (goetita y quizás hematites) en los *horizontes B estables* para las terrazas del Pleistoceno inferior y Plioceno aumenta con la edad, indicando probablemente que estos suelos se desarrollaron bajo un clima más húmedo que el actual que favoreció la creación, fundamentalmente, de goetita.

REFERENCIAS

- Alcala del Olmo, L., Benayas, J., Palomar, M.L. y Gerra, A., 1992. Evolución edáfica de los suelos desarrollados en el nivel más antiguo de la raña (Guadalajara). *II Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo*. Secc. y Dpto. Edaf. Univ. Navarra. 502-507.
- Aleixandre, T., Pérez-González, A., Pinilla, A. Y Gallardo, J., 1977. Características mineralógicas del sistema fluvial Jarama-Henares. Acta de la II reunión de trabajo del Cuaternario. En: *Trabajos Neógeno-Cuaternario*. Sección de Paleontología de vertebrados y humana (I.L.M., CSIC), Madrid, 6, 9-17.
- Alia Medina, M., 1960. Sobre la tectonica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. del IGME*. 58, 125-162.
- Argyle, K.S. y Dunlop, D.J., 1984. Theoretical domain structure in multidomain magnetite particles. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 185-188.
- Babanin, V.F., 1973. The use of magnetic susceptibility in identifying forms of iron in soils. *Sov. Soil Sci.*, 5, 487 - 493.
- Babanin, V.F., Voronin, A.D., Karpachevskiy, L.O., Manucharov, A.S., Opalenko, A.A. y Pochatkova, T.N., 1975. Some modes of transformation of Fe compounds in soils. *Sov. Soil Sci.*, 7.
- Bando, Y., Kiyama, M., Yamamoto, N., Takada, T., Shinjo, T. y Takaki, H., 1965. Magnetic properties of α -Fe₂O₃ fine particles. *J. Phys. Soc. Japan*, 20, 2086.
- Banerjee, S.K., 1971. New grain size limits for paleomagnetic stability in hematite. *Nature Phys. Sci.*, 232, 15-16.
- Banerjee, S.K., Hunt, C.P. y Liu X-M., 1993. Separation of local signals from the regional palaeomonsoon record of the Chinese Loess Plateau: a rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 843 - 846.
- Banerjee, S.K., King, J. y Marvin, J., 1981. A rapid method of magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333-336.
- Bean, C.P. y Livingston, J.D., 1959. Superparamagnetism. *J. Appl. Phys.*, 30, 120S-129S.
- Bina, M. y Daly, L., 1994. Mineralogical change and self-reversed magnetizations in pyrrhotite resulting from partial oxidation; geophysical implications. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 85, 83-99.
- Birkeland, P.W., 1984. Soils and geomorpholgy. Oxford University Press, Oxford, 372pp.
- Bógalo, M.F., Keller, P., Perez-González, A., Gallardo, J. y Osete, M.L., 1996. Estudio de las propiedades magnéticas en las terrazas del río Tajo: implicaciones paleoambientales. *Geogaceta*, 20(5), 1062-1065.
- Butler, R.F. y Banerjee, S.K., 1975a. Single-domain grain-size limits for metallic iron. *J. Geophys. Res.*, 80, 252-259.
- Butler, R.F. y Banerjee, S.K., 1975b. Theoretical single-domain grain-size range in magnetite and titanomagnetite. *J. Geophys. Res.*, 80, 4049-4058.
- Channell, J.E.T. y McCabe, C. 1994. Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized

- and remagnetized limestones. *J. Geophys. Res.*, 99, 4613-4623.
- Chevallier, R. y Mathieu, S., 1943. Propriétés magnétiques des poudres d'hématite – influence des dimensions des grains. *Annales Phys.*, 18, 258-288.
- Cisowski, C., 1981. Interacting vs. non-interacting single domain behaviour in natural and synthetic samples. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, 56-62.
- Cohen, J., Creer, K.M., Pauthenet, R. Y Srivastava, K., 1962. Propriétés magnétiques des substances antiferromagnétiques en grains fins. *J. Phys. Soc. Japan*, 17 (Suppl. B-I), 685.
- Creer, K.M., 1961. Superparamagnetism in red sandstones. *Geophys. J.*, 5, 16.
- Cui, Y., Verosub, K.L. y Roberts, A.P., 1994. The effect of low-temperature oxidation on large multi-domain magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 757-760.
- Day, R., Fuller, M.D. y Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267.
- Dearing, J.A., 1979. *The application of magnetic measurements to studies of particulate flux in lake-watershed ecosystems*. Ph.D. Thesis, Univ. Liverpool.
- Dearing, J.A., Elner, J.K. y Happey-Wood, C.M., 1981. Recent sediment flux and erosional processes in a Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements. *Quat. Res.*, 16, 356 - 372.
- Dearing, J.A., Maher, B.A. y Oldfield, F., 1985. Geomorphological linkages between soils and sediments: The role of magnetic measurements. En: *Geomorphology and soils*. Richards, K.S. (ed.). Allen and Unwin Publishers, London, 245 - 266.
- Dearing, J.A., Bird, P.M., Dann, R.J.L. y Benjamin, S.F., 1997. Secondary ferrimagnetic minerals in Welsh soils: a comparison of mineral magnetic detection methods and implications for mineral formation. *Geophys. J. Int.*, 130, 727-736.
- Dekkers, M.J. 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *PhD dissertation*. University of Utrecht.
- Dekkers, M.J. 1989. Magnetic properties of natural goethite-II. TRM behaviour during thermal and alternating field demagnetization and low-temperature treatment. *Geophys. J.*, 97, 341-355.
- Dekkers, M.J., 1990. Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetization. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 779-782.
- Diaz Ricci, J.C. y Kirschvink, J.L., 1992. Magnetic domain state and coercivity predictions for biogenic greigite (Fe_3S_4): A comparison of theory with magnetosome observations. *J. Geophys. Res.*, 97, 17,309-17,315.
- Dunlop, D.J., 1971. Magnetic properties of fine-particle hematite. *Ann. Géophys.*, 27, 269-293.
- Dunlop, D.J., 1973. Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *J. Geophys. Res.*, 78, 1780-1793.
- Dunlop, D.J., 1984. A method of determining demagnetizing factor from multidomain hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 89, 553-558.

- Dunlop, D.J., 1987. Temperature dependence of hysteresis in 0.04-0.22 μm magnetites and implications for domain structure. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 46, 100-119.
- Dunlop, D.J. y Argyle, K.S., 1991. Separating multidomain and single-domain-like remanences in pseudo-single-domain magnetites (215-540 nm) by low temperature demagnetization. *J. Geophys. Res.*, 96, 2007-2017.
- Dunlop, D.J. y Bina, M.-M., 1977. The coercitive force spectrum of magnetite at high temperatures: evidence for thermal activation below the blocking temperature. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 51, 121-147.
- Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö., 1997. *Rock magnetism. Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573pp.
- Dunlop, D.J., Newell, A.J. y Enkin, R.J., 1994. Transdomain thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, 99, 19,741-19,755.
- Enkin, R.J. y Dunlop, D.J., 1987. A micromagnetic study of pseudo-single-domain remanence in magnetite. *J. Geophys. Res.*, 92, 12,726-12,740.
- Enkin, R.J. y Williams, W., 1994. Three-dimensional micromagnetic analysis of stability in fine magnetic grains. *J. Geophys. Res.*, 99, 611-618.
- Espejo, R., 1987. The soils and age of the "raña" surfaces related to the Villuercas and Altamira mountain ranges (Western Spain). *Catena*, 14, 399-418.
- FAO. *Key to Soil Units for the Soil Map of the World*. FAO. Roma, 1971.
- Fassbinder, J.W.E. y Stanjek, H., 1994. Magnetic properties of biogenic soil greigite (Fe_3S_4). *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2349-2352.
- Fassbinder, J.W.E., Stanjek, H. y Vali, H., 1990. Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 343, 161 - 163.
- Fischer, W.R., 1988. Microbiological reactions of iron in soils. En: *Iron in soils and clay minerals*. Stucki, J.W., Goodman, B.A. y Schwertmann, U. (Eds). Reidel, Dordrecht, 715 - 749.
- Fuller, M.D. y Kobayashi, K., 1964. Identification of the magnetic phases carrying natural remanent magnetization in certain rocks. *J. Geophys. Res.*, 69, 4409-4413.
- Gallardo, J., Pérez-González, A. y Benayas, J., 1987. Paleosuelos de los piedemonte villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henare-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, T. XCVIII-I, 27-39.
- Gaucher, G., 1981. *Les facteurs de la Pédogénese*. G. Lelotte, Dison. 730 pp.
- Gaunt, P.J., 1960. A magnetic study of precipitation in a gold-cobalt alloy. *Phil. Mag.*, 5, 1127-1145.
- Goree, W.S. y Fuller, M., 1976. Magnetometers using R.F. driven squids and their application in rock magnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 591 - 608.
- Halgedahl, S.L. y Fuller, M., 1980. Magnetic domains observations of nucleation processes in fine particles of intermediate titanomagnetite. *Nature*, 288, 70-72.
- Halgedahl, S.L. y Fuller, M., 1983. The dependence of magnetic domain structure upon magnetization

- state with emphasis on nucleation as a mechanism for pseudo-single-domain behaviour. *J. Geophys. Res.*, 88, 6505-6522.
- Halgedahl, S.L., 1991. Magnetic domains patterns observed on synthetic Ti-rich titanomagnetite as a function of temperature and in states of thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, 96, 3943-3972.
- Harden, J.W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28, 1-28.
- Heider, F., Dunlop, D.J. y Soffel, H.C., 1992. Low-temperature and alternating field demagnetization of saturation remanence and thermoremanence in magnetite grains (0.037 μm a 5 μm). *J. Geophys. Res.*, 97, 9371-9381.
- Heider, F., Dunlop, D.J. y Sugiura, N., 1987. Magnetic properties of hydrothermally recrystallized magnetite crystals. *Science*, 236, 1287-1290.
- Heller, F., 1978. Rock magnetic studies of Upper Jurassic limestones. *J. Geophys.*, 44, 525 – 543.
- Hodoch, J.P., 1982. Magnetostrictive control of coercitive force in multidomain magnetite. *Nature*, 298, 542-544.
- Hoffmann, V., 1992. Greigite (Fe_3S_4): Magnetic properties and first domain observations. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 70, 288-301.
- Hrouda, F., 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophys. J. Int.*, 118, 604-612.
- Hrouda, F., Jelínek, V. y Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.*, 129, 715-719.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. y Banerjee, S.K., 1995. Magnetic properties of rocks and minerals. In *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, vol. 3, ed. T.J. Ahrens, pp. 189-204. American Geophysical Union, Washington, DC.
- INIA, 1993. Estudio agroclimático de la Cuenca del Duero. Mapas Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Jackson, M., 1990. Diagenetic source of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: A rock magnetic study. *J. Geophys. Res.*, 95, 2753-2762.
- Jaep, W.F., 1969. Anhysteretic magnetization of an assembly of single-domain particles. *J. Appl. Phys.*, 40, 1297-1298.
- Jenny, H., 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, New York, 281 pp.
- Jenny, H., 1980. *The soil resource*. Springer – Verlag, New York, 337 pp.
- Joffe, I. y Heuberger, R., 1974. Hysteresis properties of distributions of cubic single-domain ferromagnetic particles. *Phil. Mag.*, 29, 1051-1059.
- Johnson, C.E. 1969. Antiferromagnetism of $\gamma\text{-FeOOH}$: A Mössbauer effect study. *J. Phys. C Solid State Phys.*, 2, 1996-2002.

- Johnson, H.P., Lowrie, W y Kent, D.V. 1975. Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 41, 1-10.
- Johonson, D.L. y Watson-Stenger, D., 1987. Evolution model of pedogenesis. *Soil Sci.*, 143, 349-366.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J. y Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419.
- Kirschvink, J.L., 1983. Biogenic ferrimagnetism: A new biomagnetism. In *Biomagnetism*, ed. S.J. Williamson, G-L. Romani, L. Kaufman y I. Modena, pp. 501-531. Plenum, New York.
- Kittel, C., 1949. Physical theory of ferromagnetic domains. *Rev. Mod. Phys.*, 21, 541-583.
- Kneller, E.F. y Luborsky, F.E., 1963. Particle size dependence of coercivity and remanence of single domain particles. *J. Appl. Phys.*, 34, 656-658.
- Landau, L.D. y Lifschitz, E.M., 1935. On the theory of the dispersion of magnetic permeability in ferromagnetic bodies (transl. From Russian). *Phys. Z. Sowjetunion*, 8, 153-169.
- Le Borgne, E., 1955. Abnormal magnetic susceptibility of the top soil, *Ann. Geophys.*, 11, 399 - 419.
- Le Borgne, E., 1960. Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et du granite. *Ann. Geophys.*, 16, 159-195.
- Liebermann, R.C. y Banerjee, S.K., 1971. Magnetoelastic interactions in hematite: Implications for geophysics. *J. Geophys. Res.*, 76, 2735 - 2756.
- Longworth, G., Becker, L.W., Thompson, R., Oldfield, F., Dearing, J.A. y Rummery, T.A., 1979. Mössbauer and magnetic studies of secondary iron oxides in soils. *J. Soil Sci.*, 30, 93 -110.
- Lovley, D.R., Stolz, J.F., Nord, G.L. y Phillips, E.J.P., 1987. Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism. *Nature*, 330, 252 - 254.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- Maher, B.A., 1984. *Origins and transformation of magnetic minerals in soils*. Ph.D. Thesis, Univ. Liverpool.
- Maher, B.A., 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Pys. Earth Planet. Inter.*, 42, 76 - 92.
- Maher, B.A., 1988. Magnetic properties of some syntetic submicron magnetites. *Geophys. J.*, 94, 83-96.
- Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 59, 293 - 314.
- Maher, B.A. y Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 336, 368-370.
- Maher, B.A. y Thompson, R., 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology*, 19, 3 - 6.
- Maher, B.A. y Thompson, R., 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic

- susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quat. Res.*, 44, 383 - 391.
- Maher, B.A., Thompson, R. y Zhou, L.P., 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, 461 - 471.
- Mann, S., Sparks, N.H.C., Frankel, R.B., Bazylinski, D.A. y Jannasch, H.W., 1990. Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe_3S_4) and iron pyrite (FeS_2) in a magnetotactic bacterium. *Nature*, 343, 258-261.
- McNab, T.K., Fox, R.A. y Boyle, A.J.F., 1968. Some magnetic properties of magnetite (Fe_3O_4) microcrystals. *J. Appl. Phys.*, 39, 5703-5711.
- Morrish, A.H. y Yu, S.P., 1955. Dependence of the coercive force on the density of some iron oxide powders. *J. Appl. Phys.*, 26, 1049-1055.
- Moskowitz, B.M., 1980. Theoretical grain size limits for single-domain, pseudo-single-domain and multidomain behaviour in titanomagnetite ($x = 0.6$) as a function of low-temperature. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 285-293.
- Moskowitz, B.M., Frankel, R.B. y Bazylinski, D.A., 1993. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 283 - 300.
- Muhs, D.R., 1982. A soil chronosequence on Quaternary marine terraces, San Clemente Island, California. *Geoderma*, 6, 222-238.
- Mullins, C.E., 1974. The magnetic properties of the soil and their application to archaeological prospecting. *Archaeo Physika*, 5, 143 - 347.
- Mullins, C.E., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science. A review. *J. Soil Sci.*, 28, 223 - 246.
- Mullins, C.E. y Tite, M.S., 1973. Magnetic viscosity, quadrature susceptibility and frequency dependence of susceptibility in single domain assemblies of magnetite and maghemite. *J. Geophys. Res.*, 78 (5), 804 - 809.
- Murad, E. Y Schwertmann, U., 1993. Temporal stability of a fine-grained magnetite. *Clays Clay Miner.*, 41 (1), 111 - 113.
- Néel, L., 1949. Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Géophys.*, 5, 99-136.
- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 191-243.
- Néel, L., 1962. Propriétés magnétiques des grains fins antiferromagnétiques: superparamagnétisme et superantiferromagnétisme. *J. Phys. Soc. Japan*, 17 (Suppl. B-I), 676.
- Neumeister, H. Y Peschel, G., 1968. Magnetic susceptibility of soils and Pleistocene sediments in the neighbourhood of Liepzig. *Albrecht-Thaer-Arch.*, 12, 1055 - 1072.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glasgow and London & Chapman and Hall, New York, 220 pp.
- Oades, J.M. y Townsend, W.N., 1963. The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays. *J.*

- Soil Sci.*, 14, 180-187.
- Oldfield, F., 1991. Environmental magnetism - A personal perspective. *Quat. Sci. Rev.*, 10, 73 - 85.
- Olive A., Ramírez-Merino, J.L. y Ortega, L.I., 1990. Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (Belorado, 201). I.T.G.E., Madrid.
- Özdemir, Ö., 1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 65, 125-136.
- Özdemir, Ö. y Banerjee, S.K., 1984. High temperature stability of maghemite. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 161-164.
- Özdemir, Ö. y Dunlop, D.J., 1988. Crystallization remanent magnetization during the transformation of maghemite to hematite. *J. Geophys. Res.*, 93, 6530-6544.
- Özdemir, Ö. y Dunlop, D.J., 1993. Chemical remanent magnetization during γ -FeOOH phase transformations. *J. Geophys. Res.*, 98, 4191-4198.
- Özdemir, Ö. y Dunlop, D.J., 1996. Thermoremanence and Néel temperature of goethite. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 921-924.
- Özdemir, Ö. y O'Reilly, W., 1981. High-temperature hysteresis and other magnetic properties of synthetic monodomain titanomagnetite. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 406-418.
- Özdemir, Ö. y O'Reilly, W., 1982. Magnetic hysteresis properties of synthetic monodomain titanomagnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 437-447.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D.J. y Moskowitz, B.M., 1993. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1671-1674.
- Özdemir, Ö., Xu, S. y Dunlop, D.J., 1995. Closure domains in magnetite. *J. Geophys. Res.*, 100, 2193-2209.
- Pérez-González, A., 1971. Estudio de los procesos de hundimiento del valle del río Jarama y sus terrazas. *Estudios Geológicos*, 36, 317-324.
- Pérez-González, A., 1982. *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Edit. Univ. Complutense de Madrid, 787 pp.
- Pérez-González, A., 1994. *Depresión del Tajo*. En: Geomorfología de España. Coord. M. Gutiérrez Elorza. Ed. Rueda, Madrid, 389-436.
- Pérez-González A. y Silva P., en prensa. Cartografía geomorfológica de la hoja geológica de Talavera de la Reina (nº 627). I.T.G.E. Miner.
- Pérez-González, A., Alexandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M.J. y Ortega, A.I., 1993. Aproximación a la estratigrafía de galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En: Evolución humana en Europa y los yacimientos de la sierra de Atapuerca. *Actas de la Junta de Castilla y León*, 1, 99 - 122.
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Gallardo, J., Alexandre, T., Ortega, A.I. y Pinilla, A., en prensa. Geología y estratigrafía del relleno de galería de la sierra de Atapuerca (Burgos). *Actas de la Junta de Castilla y León*.

- Pérez-González, A., Pinilla, L. y Gallardo, J., 1995. *Características geomorfológicas del valle del río Tajo en las áreas de Talavera de la Reina, Toledo y Fuentidueña del Tajo*. Investigación en la Evolución Paleoambiental Cuaternaria de un sector del valle del río Tajo (A. Pérez-González, coord.). Informe interno no publicado. ITGE-ENRESA.
- Pinilla, L., Pérez-González, A., Sopena, A. y Parés, J.M., 1995. Fenómenos de hundimiento sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). Reconstrucción de Paleoambientes y Cambios Climáticos durante el Cuaternario. Edits. T. Alexandre y A. Perez-Gonzalez. *Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales*, CSIC, 3, 125-140.
- Porta, J., López-Acevedo, M. Y Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ed. Mundi – Prensa, Madrid, 807 pp.
- Radhakrishnamurthy, C., 1993. *Magnetism in basalts*. Geological Society of India, Bangalore, 208 pp.
- Richter, C. y van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, 113-123.
- Roberts, A.P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 134, 227-236.
- Roberts, A.P., Cui, Y. y Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.*, 100, 17,999-17,924.
- Rummery, T.A., Bloemendal, J., Dearing, J.A., Oldfield, R. y Thompson, R., 1979. The persistence of fire-induced magnetic oxides in soils and lake sediments. *Ann. Geophys.*, 35, 103 - 107.
- Schultz-Krutsch, T. y Heller, F., 1985. Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in Buntsandstein deposits from southern Germany. *J. Geophys.*, 56, 51-58.
- Schwarz, E.J. y Vaughan, D.J., 1972. Magnetic phase relations of pyrrhotite. *J. Geomag. Geoelec.*, 24, 441-458.
- Schwertmann, U., 1971. Transformations of hematite to goethite in soils. *Nature*, 232, 624 - 625.
- Schwertmann, U., 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. En: *Iron in soils and clay minerals*. Stucki, J.W., Goodman, B.A. y Schwertmann, U. (Eds). Reidel, Dordrecht, 267 - 308.
- Schwertmann, U. y Taylor, R.M., 1977. Iron oxides. En: *Minerals in soils environments*. Dixon, J. B. (ed.), Soil. Sci. Soc. Am., 145 -180.
- Schwertmann U., Murad, E. Y Schulze, D.G., 1982. Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas?. *Geoderma*, 27, 209-223.
- Singer, M.J. y Fine, P., 1989. Pedogenic factors affecting magnetic susceptibility of Northern California soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 1119 -1127.
- Singer, M.J., Fine, P., Verosub, K.L. y Chadwick, O.A., 1992. Time dependence of magnetic

- susceptibility of soil chronosequences on the California coast. *Quat. Res.*, 37, 323 -332.
- Soffel, H.C., 1971. The single domain-multidomain transition in natural intermediate titanomagnetites. *Z. Geophys.*, 37, 451-470.
- Soffel, H.C., 1977. Pseudo-single-domain effects and single-domain multidomain transition in natural pyrrhotite deduced from domain structure observations. *J. Geophys.*, 42, 351-359.
- Stacey, F.D. y Banerjee, S.K., 1974. *The physical principles of rock magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195 pp.
- Stacey, F.D., 1963. The physical theory of rock magnetism. *Adv. Phys.*, 12, 45-133.
- Stephenson, A., 1971. Single domain grain size distributions. I: A method for the determination of single domain grain distributions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 4, 353-360.
- Stoner, E.C. y Wohlfarth, E.P., 1948. A mechanism of magnetic hysteresis in heterogeneous alloys. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*, A240, 599-642.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T. y Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101, 571-583.
- Taylor, R.M., Maher, B.A. y Self, P.G., 1987. Magnetite in soils: I. The synthesis of single-domain and superparamagnetic magnetite. *Clay Miner.*, 22, 411 - 422.
- Thompson, R. and F. Oldfield., 1986. *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, Winchester, Mass., 227 pp.
- Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London, 227 pp.
- Thompson, R. y Peters, C., 1995. Unmixing natural magnetic mixtures (abstract). *Int. Un. Geod. Geophys. XXI Gen. Ass.*, Abstract vol., p.B99.
- Thompson, R., Bloemendal, J., Dearing, J.A., Oldfield, F., Runnery, T.A., Stober, J.C. y Turner, G.M., 1980. Environmental applications of magnetic measurements, *Science*, 207, 481-486.
- Tite, M.S. y Linington, R.E., 1975. Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature*, 256, 565 - 566.
- Vadyunina, A.F. y Smirnov, Y.A., 1976. Natural remanent magnetisation of some soils. *Sov. Soil Sci.*, 8, 471.
- Valentine K.G.W. y Darlrymple, J.B., 1976. Quaternary buried paleosols: a critical review. *Quaternary Research*, 6, 209-220.
- Veitch, R.J., 1984. Calculated anhysteretic susceptibility due to domain wall motion in two-domain magnetite spheres. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 181-184.
- Verhoogen, J., 1959. The origin of thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, 64, 2441-2449.
- Verosub, K.L. y Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: Past, present and future. *J. Geophys. Res.*, 100, 2175 - 2192.
- Verwey, E.J.M., 1935. The crystal structure of $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ and $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$. *Z. Krist.*, 91, 65-69.
- Weiss, P., 1907. L'hypothèse du champ moléculaire et la propriété ferromagnétique. *J. Physique.*, 6, 661-690.

- Wilson, R.L. 1961. Palaeomagnetism in Northern Ireland. I. The thermal demagnetization of natural magnetism moments in rocks. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 5, 45-69.
- Wohlfarth, E.P., 1958. Relations between different modes of acquisition of the remanent magnetization of ferromagnetic particles. *J. Appl. Phys.*, 29, 595-596.
- Woodward, J.C., Macklin, M.G. y Lewin, J., 1994. Pedogenic weathering and relative-age dating of Quaternary alluvial sediments in the Pindus Mountains of northwest Greece. En: *Rock Weathering and Landform Evolution*. Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (eds). Wiley New York, 259 - 283.
- Worm, H-U., 1998. On the superparamagnetic – stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophys. J. Int.*, 133, 201-206.
- Yaalon, D.H., 1971. Soil-forming processes in time and space. In: *Paleopedology*. ISS and Israel University Press, Jerusalem, 350 pp.
- Yamazaki, T. y Ioka, N., 1997. Cautionary note on magnetic grain-size estimation using the ratio of ARM to magnetic susceptibility. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 751-754.